

LE BASSIN DE PARIS

MÉRIDIONAL

Étude Morphologique

Thèse principale pour le Doctorat ès Lettres
présentée devant la Faculté des Lettres et
Sciences Humaines de l'Université de Paris

par

JACQUES GRAS

Agrégé de l'Université

Chargé d'Enseignement au Collège Littéraire Universitaire de Nantes



Ouvrage publié avec le concours
du Ministère de l'Éducation Nationale
et du Centre National de la Recherche Scientifique



Digitized by the Internet Archive
in 2026

LE BASSIN DE PARIS MÉTROPOLITAIN

LE BASSIN DE PARIS

MÉRIDIONAL

Paul HUGUENOT

LE BASSIN DE PARIS MÉRIDIONAL

LE BASSIN DE PARIS

MÉRIDIONAL

Étude Morphologique

Thèse principale pour le Doctorat ès Lettres
présentée devant la Faculté des Lettres et
Sciences Humaines de l'Université de Paris

par

JACQUES GRAS

Agrégé de l'Université

Chargé d'Enseignement au Collège Littéraire Universitaire de Nantes



Ouvrage publié avec le concours
du Ministère de l'Éducation Nationale
et du Centre National de la Recherche Scientifique

1963

LE BASSIN DE PARIS - MÉRIDIONAL -

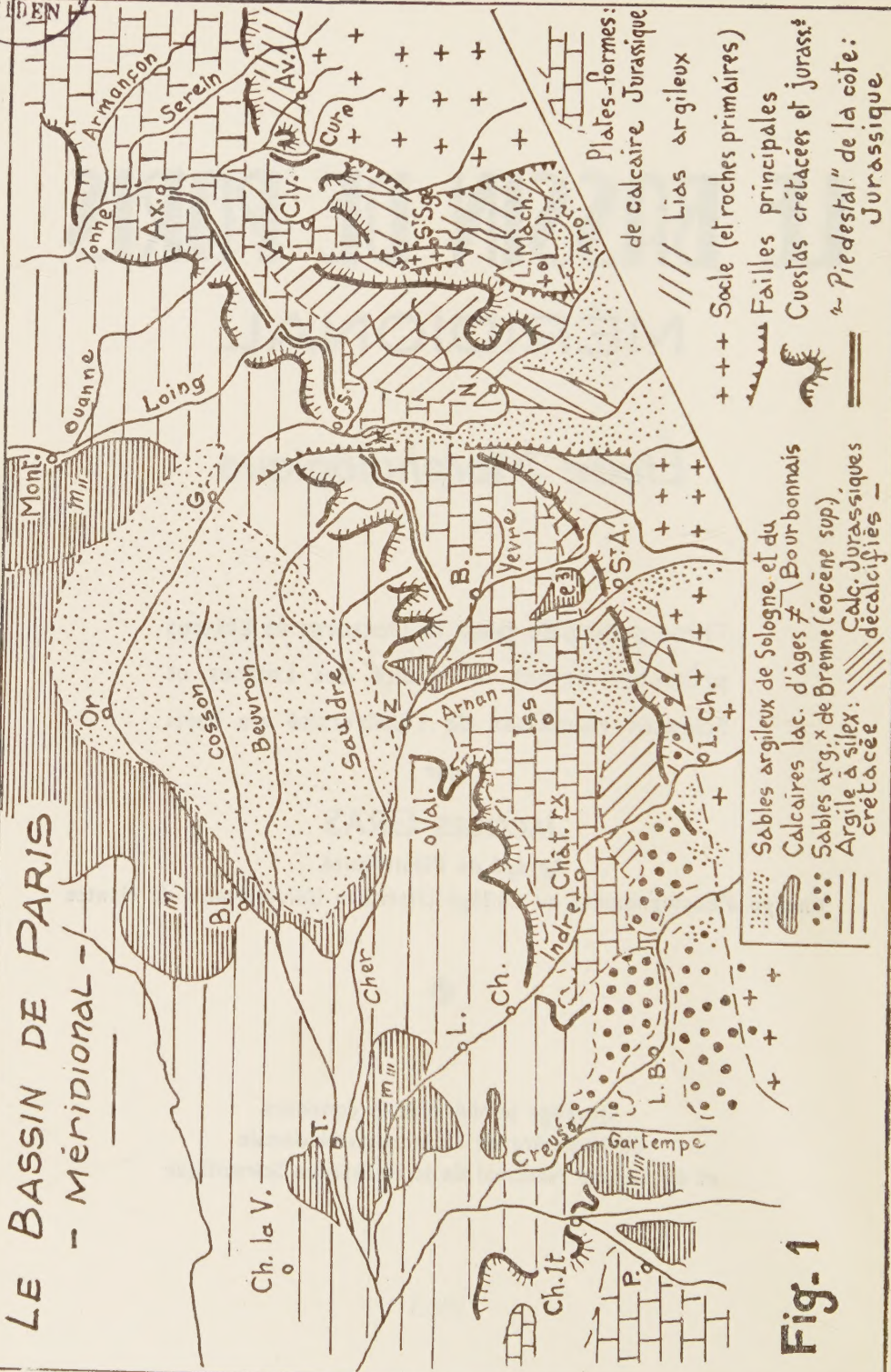


Fig. 1

INTRODUCTION

Cette étude a pour objet le relief des pays de la Loire moyenne. Le fleuve et son réseau d'affluents isolent en effet du Bassin de Paris un ensemble régional bien homogène dont les caractéristiques débordent assez peu vers l'est l'unité hydrographique ligérienne. Les formes, partout modestes, y sont dessinées d'un trait fin qui pourrait être fade à force de nuances si l'approche des vallées n'apportait une touche de vigueur. Les 430 m. du Sancerrois, les 460 m. du Nivernais constituent des reliefs non négligeables, mais presque toujours les dénivelées se résolvent en une série de gradins qui en interrompent l'élan. Rares sont les hauts-lieux d'où la vue, libérée de la forêt ou du bocage, découvre un vaste paysage instructif : éperons d'Humbligny ou de Montenoison, Bouhy en Puisaye, parages de Clamecy, Mt Givre de Nevers, balcon de Lormes en Morvan... Aucun ne vaut Sancerre auquel la proximité du fleuve assure un modelé à la fois ferme et élégant que rehausse le prestige de l'His-toire.

Et en effet, si à travers le Bassin de Paris méridional les contrastes ne manquent pas, ils sont surtout le fait du tapis végétal et de l'imprégnation humaine. Paysage agraire et structure sociale sont les réactifs qui exaltent des détails somme toute minimes du relief. La carte géologique ne peut faire prévoir la saisissante opposition des Vaux de Loire et du Cher inscrits dans la forêt quasi déserte vers Amboise et Chenonceaux. La lumineuse analyse de R. Dion a dit pourquoi : sous le voile stérile de l'argile à silex l'érosion récente a ciselé des sillons jusqu'à la roche saine, rajeuni les sols et créé des courants de circulation et des filets de densité par où influences italiennes et coloniales se sont mêlées, au point de placer un moment le cœur politique, culturel et presque économique de la France sur les rives de la Loire. L'existence de régions géographiques bien tranchées s'expliquera moins ici par l'étude des formes que par celle des formations.

Or celles-ci ne comprennent pas seulement les classiques auréoles sédimentaires qui feraient du Berry une autre Lorraine s'il n'y manquait la vigueur des dénivellations et certaines assises fondamentales comme l'Oxfordien argileux. Elles sont faites aussi d'une gamme extrêmement riche de dépôts de transport empruntés au Massif Central et de pellicules lacustres silico-calcaires qui masquent une bonne moitié des affleurements mésozoïques et dont les aptitudes agricoles sont en général plus que médiocres. Voilà la

véritable originalité du Bassin de Paris méridional et même l'Aquitaine ne paraît pas si bien dotée quant à la variété. Ces formations continentales s'hypertrophient dans l'ouest de notre domaine en même temps que l'altitude s'abaisse. Elles empâtent peu à peu le sillon liasique du Boischaut qui dégénère en Petite Brenne, et les pratiques rationnelles de l'élevage d'embouche, importées de l'est, s'étouffent à leur contact; de connivence avec l'argile à silex elles enveloppent la Touraine et les marges poitevines de cette fameuse robe de bure dont les vallées sont les broderies d'or. Des marges morvandelles à celles de l'Armorique notre champ d'étude peut être schématiquement présenté comme un assemblage de plates-formes très régulières, incisées de vallées peu profondes mais bien marquées et au-dessus desquelles flottent comme des îlots des masses forestières séparées : Puisaye, Nivernais, Sancerrois...; toutes se cantonnent à l'est du Cher, cernées et débordées par le voile des produits détritiques. Clefs de la géographie humaine ceux-ci doivent donc aussi être à la base de l'analyse morphologique.

A travers cette prise de conscience régionale on voit apparaître les grands thèmes qui solliciteront au premier chef notre attention. Pourquoi cette abondance de plateaux où la ligne horizontale prédomine; pourquoi des volumes orographiques isolés se dressent-ils encore à leur surface mais dans la moitié est seulement? Pourquoi d'imposantes cuestas qui correspondent en général au rebord méridional de ceux-ci (Puisaye, Sancerrois, St Amand...) s'évanouissent-elles si vite dès qu'on franchit le Cher? Quelle est l'origine et le rythme de dispersion des formations détritiques et que nous enseignent-elles sur la morphogénèse des pays traversés? Au centre du Berry la Champagne ouvre une clairière céréalière en forme d'amande, aux sols secs et sains; elle est cernée au nord par l'épais manteau du Crétacé décalcifié, humide et boisé, tandis qu'au sud une altération semblable affecte le Jurassique inférieur; quelle est la raison de cette immunité des seuls calcaires lusitaniens, et pourquoi les sables argileux étrangers qui les souillent ici et là sont-ils moins abondants qu'ailleurs? Pourquoi aussi, à l'est de la Loire, la clairière berrichonne se prolonge-t-elle par un étroit couloir qui n'a pas 10 km de large?

Et puisqu'à travers cette mosaïque de petites régions toutes en nuances la grande boucle de sables blonds ligériens offre une sorte de dénominateur commun à l'évolution des formes aussi bien qu'à celle des faits humains, on devine que le morphologue trouvera sur les rives du fleuve matière à synthèse, pour autant qu'il en saura démêler les origines et les étapes du façonnement.

*
* *

J'ai entrepris cette étude sur le conseil de M. le Doyen Cholley et l'ai poursuivie, à partir de 1957, sous la direction de M. Birot. L'un et l'autre ont été pour moi des guides précieux, non seulement « intra-muros » mais aussi et surtout sur le terrain de mes différentes recherches; l'aide que j'eus la chance de recevoir ainsi d'un

Maître à l'époque déjà lointaine où j'apprenais à lire un paysage, je la reçus d'un second au moment critique où les linéaments du présent ouvrage prenaient corps et où je voyais se dessiner, non sans inquiétude, des interprétations passablement éloignées de celles qui avaient cours à l'époque. On comprendra ma reconnaissance, et pourquoi il m'est impossible de n'y pas faire allusion ici.

J'ai également bénéficié d'un stage organisé en juillet 1957 à Paris par M. A. Cailleux lequel a su m'initier à des techniques originales et fécondes avec l'esprit de mesure sans lequel il est difficile de faire admettre d'emblée l'excellence d'une méthode nouvelle. En matière de plaques minces et d'argiles j'ai trouvé à l'Institut de Géologie de Rennes toute l'aide bienveillante et efficace que je pouvais souhaiter auprès de M. le Doyen Milon, de Mlle S. Durand et J. Choux, en même temps que le Laboratoire de Géomorphologie organisé par M. F. Ruellan m'apportait l'appoint d'un matériel indispensable.

Je n'aurai garde enfin de céler ce que je dois à M. A. Meynier qui a bien voulu dès 1954 m'appeler à l'« assister » en Faculté. Sa claire et sévère conscience des intérêts de la Géographie n'a pas été sans m'influencer ; puisse cet ouvrage grâce à lui ne pas encourir le reproche de s'être égaré dans la technicité gratuite et dans l'oubli du paysage.



Soucieux de synthèses efficaces, M. Birot m'a encouragé à agrandir mon champ d'étude afin que les conclusions d'autres auteurs puissent être confrontées avec les miennes. Je n'y avais déjà que trop tendance, entraîné par la logique d'une argumentation ; aussi mon bassin ligérien déborde-t-il sur celui du Loing et très partiellement sur celui de l'Yonne. Mais mon expansionnisme s'est heurté à des positions déjà acquises ou à d'autres qu'il eut été indélicat de ne pas concéder. J'ai rencontré ainsi J. Dautry sur les marges du Boischaud, Y. Babonaux en Touraine, J. Pitié à l'ouest de la Vienne, C. Klein en Anjou ; d'où les lacunes volontaires de mon enquête et l'imprécision de certains chapitres. Mais le principal obstacle fut d'ordre cartographique. J'ai travaillé le plus clair de mon temps sur les minutes au 1/10.000 en général correctes si on néglige le détail des formes, tempérées par une pratique systématique de l'altimètre dont chacun connaît les caprices. Puis, au moment de la rédaction, les nouvelles feuilles au 1/25.000 ont commencé à investir mon domaine par l'est m'obligeant à un travail de Pénélope fastidieux, d'ailleurs rassurant. Mais toute l'étude du Berry et du Nivernais reste basée sur des documents dépassés ; je doute néanmoins que cela entraîne autre chose que des rectifications de détail.

Le plan de l'ouvrage est délibérément régional ; mais il est difficile dans ce cas d'éviter certaines redites. L'idéal serait que chaque unité décrite apporte quelque chose aux enseignements de la précédente et que ces unités restent jointives. Le plan choisi

est évidemment un compromis entre ces exigences. La principale difficulté résidait en ceci : l'est possède des formes bien dégagées mais assez peu de dépôts pour les dater; à l'ouest c'est le contraire. Au risque de donner l'impression d'un goût excessif pour les distinctions subtiles j'ai cru préférable de commencer l'analyse par le Vierzonnais où toutes les solutions sont en germe et de laisser croître l'intérêt en même temps que le volume des reliefs étudiés. D'ailleurs un retour vers l'ouest le long des socles méridionaux fournit une sorte de contre-épreuve de la thèse.

*
* *

Techniques d'étude des sédiments.

Un œil armé d'une loupe vaut mieux qu'un œil nu, pourvu que le bon sens reste derrière; une binoculaire qui grossit 150 voire 300 fois vaut mieux qu'un instrument de poche. Il n'y a pas de méthodes nouvelles en morphologie, mais simplement un plus grand respect des faits de détail dans lesquels on s'est aperçu que, parfois, résidait la clef de l'interprétation de grands ensembles. Un front de taille se lit ligne à ligne, le doigt sur les nuances de la stratigraphie; une roche s'observe mieux à fort grossissement ou en plaque mince que dans le creux de la main... En ces matières le dogmatisme est toutefois un danger surtout s'il se complique de pédantisme, et quand des conclusions mineures émergent d'un appareil mathématique pesant, le résultat est déplorable. A. Cailleux recommande de pratiquer peu d'analyses mais de les choisir judicieusement en fonction du but recherché. Ce souci de mesure a été respecté ici.

Chaque chercheur a ses problèmes qui commandent le choix des méthodes. Je n'éprouve aucune gêne par exemple à avouer que la technique des granulométries m'a déçu. Beaucoup ont été effectuées; rares sont celles dont l'intérêt justifiait la publication. Je n'ignore pas que dans certains cas elles permettent de pousser l'enquête jusqu'à des raffinements inconnus autrefois. Ici, dans le Bassin de Paris méridional, le matériel arénacé vient de deux sources : le Crétacé marin en place ou remanié et les « sables granitiques » originaires du socle. L'examen morphoscopique, la présence ou l'absence de feldspaths... ont toujours permis de déceler leur mélange avec plus de sûreté que ne l'aurait fait un degré de classement. Le contexte stratigraphique, l'aspect des formes de terrain, voire le simple toucher en disent autant et plus que celui-ci. Pire, les renseignements d'un tamisage se sont révélés souvent dangereux. Il fallait en effet travailler sur un sable d'origine cristalline qui a continué à s'altérer après dépôt. La brutalité de l'opération, même sans lavage préalable, suffit pour briser les gros feldspaths, pulvériser les petits fragments les plus kaolinisés; on obtient ainsi une étrange concentration des calibres vers les tailles moyennes qui ferait croire à une forte addition de matériel marin. Ce n'est plus le sédiment initial qu'on étudie ainsi; l'agent de transport n'est donc pas décelable par ce procédé. Par voie de conséquences, puisqu'il n'était pas question de faire parler une courbe (indice d'hétérométrie...), l'histogramme (1) a paru le mode d'expression le plus directement accessible à un public « littéraire ».

J'ai fait exécuter quelques plaques minces, analyser en Laboratoire quelques argiles. J'aurais pratiqué la sélection des minéraux lourds si la

(1) Ou, plus exactement, l'« histogramme des apports », terme proposé par Ch.-P. Péguy in *Éléments de Statistique appliquée aux sciences géographiques*. Cours C.D.U. 1957, p. 86-7.

thèse d'A. Vatan (1947), essentiellement vouée à cet exercice, ne m'avait fourni tous les renseignements souhaitables. Elle a d'ailleurs montré les limites de la méthode puisque l'auteur décèle en définitive deux stocks fondamentaux, éogène et néogène, ce qui n'est pas très sélectif. L'électroaimant a servi à isoler les roches volcaniques dans les alluvions de la Loire, le réfrigérateur à mettre à l'épreuve la résistance de certains calcaires. J'ai attaché une grande importance à l'étude des feldspaths. Leur abondance, leur degré d'allération, sont des critères sûrs, non pas tellement de l'ancienneté du matériel, que des conditions pédogénétiques ayant affecté la roche mère, partant du climat. C'est là une idée chère à Mr A. Cailleux et je l'ai trouvée à l'usage étonnamment féconde.

Mais l'instrument de base de la recherche en morphologie reste la loupe binoculaire: sous la lumière crue du projecteur on découvre un monde de petits faits qui peuvent suffire à bousculer de vastes hypothèses et à en faire naître d'autres. Mais il faut s'astreindre pour cela à prélever à tout hasard sur le terrain un très grand nombre d'échantillons de roches, de sables, de terre arable...; un léger lavage à l'acide bouillant, une décantation, puis un examen systématique à la loupe constituent une gymnastique fastidieuse mais indispensable, souvent passionnante d'ailleurs. Près d'un millier d'investigations servent ainsi de support au présent ouvrage. Malgré les conseils de prudence de A. Cailleux, j'ai dû sur ce point compliquer l'éventail préconisé par cet auteur, en m'inspirant des idées de G. Rougerie (1957) et J. Tricart (1958 a). Parmi les formations continentales plus ou moins remaniées comme parmi les sables marins littoraux, trop de nuances séparent les degrés d'usure pour qu'on puisse, dans le cas particulier des régions étudiées, les ramener à l'opposition classique Non-Usés et Emoussés-Luisants. J'ai séparé les notions de forme et d'aspect et adopté la gamme suivante: Anguleux, Subanguleux, Emoussés, Arrondis; j'ai classé à part les grains Mats qui ne sont pas tous forcément Ronds-Mats. Mais là encore la majeure partie des analyses morphoscopiques effectuées ont été éliminées du texte, traduites en langage courant, résumées d'un mot; la précision chiffrée en ces matières, parfois décisive, est trop souvent illusoire, soumise aux sautes d'humeur du «coefficient personnel». A mon avis une brève description va plus loin qu'un tableau statistique car elle est synthèse.

Ce tour volontairement littéraire donné à l'expression de concepts pourtant bien scientifiques décevra certains. Mon espoir est que, grâce à lui, l'arbre n'ait pas caché la forêt.

PREMIÈRE PARTIE

LA PERCÉE DU CHER

PROBLÈMES GÉNÉRAUX

A Vierzon, le Cher abandonne la Champagne Berrichonne, relativement nue et sèche, pour pénétrer dans le domaine des terres froides du Crétacé, où la forêt s'empare du paysage. En cet endroit, la rivière réalise une percée, que la carte géologique montre grossièrement triangulaire quoique dissymétrique, et en somme, d'aspect classique.

Le cas pourtant mérite examen. D'abord parce que la cuesta qui limite les deux domaines change rapidement d'importance de part et d'autre du Cher. Au nord de Bourges, l'argile à silex de la Forêt d'Allogny commande de 150 m au moins la plate-forme berrichonne, de 180 m la vallée de l'Yèvre. A l'entrée de la percée, les plateaux encadrant Vierzon sont à la même altitude, mais si la rive droite est taillée dans le Crétacé moyen et supérieur, de l'autre côté, sur la rive gauche, le soubassement jurassique perce sous une pellicule de Crétacé inférieur meuble, de sorte qu'on n'a plus là du tout les caractères d'un relief de côte. Pour retrouver les conditions de la rive droite du Cher il faut, en suivant la cuesta vers l'ouest, s'avancer au-delà du Renon, presque jusqu'à Levroux. Mais quand la côte réapparaît, elle s'est singulièrement atrophiée : 40 m vers Guilly, 60 au maximum vers Levroux, 30 seulement aux sources du Nahon. A l'ouest de l'Indre, elle s'évanouit au contact de la Brenne. Pourtant, l'amenuisement des assises crétacées qui est réel de l'est vers l'ouest (100 à 110 mètres de puissance au nord de Bourges, 70 peut-être 80, vers Levroux) n'est pas tel qu'il puisse rendre compte de cette disparition.

Par ailleurs, du côté occidental, la plaine jurassique s'élève en quelques kilomètres, du pied de la cuesta vers le sud, à une altitude supérieure à celle de l'argile à silex. La côte, affaissée au pied de la Champagne, est festonnée par des percées triangulaires

démesurées, où Renon et Nahon stagnent dans les roseaux au contact immédiat des premiers affleurements de sables argileux. Au contraire, à l'est du Cher, la côte domine une sorte de glacis taillé dans les assises crétacées et prolongé dans les calcaires jurassiques par une plate-forme inclinée au sud. Aussi l'Yèvre de Bourges et quelques affluents de rive droite, en position subséquente, sont-ils rejetés en pleine Champagne. Ainsi magnifiée, la côte de la Forêt d'Allogny et des Bois de Saint-Palais, domine de ses matériaux argilo-siliceux relativement meubles, une dépression modelée dans les durs calcaires jurassiques. De ce côté, la cuesta sert de ligne de partage des eaux entre des rivières « conséquentes » (Pte. Sauldre, Barangeon supérieur) et d'autres, comme le Moulon qu'il est commode de qualifier d'obsequents. D'où le caractère dentelé de la cuesta, qui se résout en éperons.

Enfin, entre Cher et Renon, le Fouzon emprunte une sorte de « boutonnière » où la carte montre une profonde pénétration des affleurements jurassiques au sein du domaine crétacé. C'est la marque d'un accident anticlinal, parallèle au réseau local. D'ancuns (B. Bomer 1951) y ont vu une faille, comme d'ailleurs le long du Cher, de Vierzon à Mennetou. Ainsi serait justifiée l'obliquité du Cher par rapport au tracé général de la côte. La percée de Vierzon n'est donc pas sans analogie avec celle d'Epernay, plus célèbre et pourtant moins aberrante.

Mais toutes les cuestas en réalité ont leurs problèmes qui les éloignent des schémas scolaires. Celle-ci se recommande à l'attention par quelques anomalies d'ordre plus général.

C'est par exemple le tracé du Cher qui, à l'aval de Vierzon, s'encaisse dans les plates-formes crétacées, alors qu'à quelques kilomètres au nord, se creuse en contre bas l'ample dépression solognote. Il y a surtout, à l'amont de Vierzon, la présence d'un vaste dépôt lacustre éocène qui semble mouler la percée dans ses moindres détails. Or ces dépôts jalonnent le cours du Cher fort loin à l'amont. Cela paraît impliquer une extraordinaire fixité dans le temps des tracés hydrographiques. Mieux, sommes-nous en présence d'une morphologie figée depuis l'Eocène? Et si le fait se révèle exact pour la région vierzonnaise, en est-il de même pour la côte qui se développe de part et d'autre quand cessent les précieux dépôts, et en particulier pour l'imposant relief sancerrois?

*
* *

Du seul point de vue de la géographie générale cette côte ne manque donc pas d'intérêt. Mais pour qui entreprend l'étude morphologique régionale du Bassin de Paris méridional, la « Percée du Cher » se révèle dotée d'un privilège précieux : celui de voir converger vers elle la plupart des formations continentales bien datées sans lesquelles aucune reconstitution paléogéographique n'est possible. Sans même parler de l'argile à silex, le morphologue dispose en effet aux portes de Vierzon, d'importants dépôts sidérolithiques et lacustres éocènes. Vers l'ouest, le lac aquitainien de Beauce

s'avance au sud de Selles. Sur la rive droite du Cher s'étalent les sables granitiques burdigaliens de Sologne, tandis qu'au sud de Vierzon des placages assez semblables leur ont été assimilés. La mer des faluns a poussé son ultime golfe jusqu'au nord de Selles, peut-être jusqu'à Chabris. Quelques-uns des hauts lieux de la paléontologie se serrent sur cette marge occidentale de la Sologne : Selles pour l'Aquitaniens supérieur, Chitenay (sud de Blois) pour le Burdigalien inférieur, Pont-Levoy pour l'Helvétien.

Enfin, nous disposons pour ces régions d'un guide précieux. L'ouvrage de G. Denizot : *Les formations continentales de la région orléanaise* (1927), auquel semble-t-il il n'a pas été suffisamment rendu hommage en son temps, est un modèle de précision dans l'analyse, de finesse dans l'interprétation; de conscience aussi. Et les préoccupations d'ordre morphologique ne sont pas rares dans cette étude de stratigraphie, avec laquelle nous ne serons pas toujours d'accord, mais dont il sera toujours prudent de tenir le plus grand compte.

Quelle que soit la modestie de ses reliefs, la région axée sur le Cher et qui s'étend du méridien de Bourges aux limites de la Touraine apparaît donc comme étant la mieux capable de poser, sinon de résoudre, les problèmes du Bassin de Paris méridional.

Par une certaine élégance du hasard il se trouve en outre que la rivière partage à peu près le domaine envisagé ici en deux régions distinctes : d'un côté les plateaux crétacés, où l'argile à silex est souveraine ; de l'autre, des plaines de sables et de cailloux où dominent les sables granitiques miocènes. Or l'expérience nous a montré que les enseignements de l'une se rapportent surtout aux événements aquitaniens ou antérieurs, tandis que l'autre est précieuse pour éclairer l'histoire du Néogène. Ainsi le plan régional que nous avons choisi n'est-il pas absolument incompatible avec le plan chronologique cher aux Naturalistes.



A LES PLATEAUX CRÉTACÉS

A1 L'ORLEANAIS A L'OLIGOCÈNE SUPÉRIEUR

Au sud de Blois, entre Loire et Cher, le grand lac aquitaniien a transgressé vers l'ouest à la surface des plateaux crétacés. Au sud de Selles, on voit le lacustre franchir le Cher et se lover dans la grande boucle décrite par le Fouzon à Varennes, fort près de la « boutonnière » de Graçay. Cette situation est précieuse, car elle permet d'intercaler dans une évolution complexe et longue, un jalon bien daté, grâce au célèbre gisement aquitaniien supérieur de Selles. Ainsi peut-on faire le départ entre les événements pré et post-lacustres.

De toutes les formations continentales répandues dans ce secteur les dépôts aquitaniens sont les plus utilisables pour le morphologue à cause de leur grande extension et parce qu'ils impliquent une sédimentation horizontale au départ. Il est donc tout indiqué de chercher à reconstituer le rivage initial. Mais l'intérêt porté à cet épisode particulier ne s'explique pas seulement par des raisons de commodité. On sait la place faite par A. Cholley à la surface d'érosion aquitaniienne dans l'interprétation des reliefs du Bassin de Paris central. Dans le secteur méridional, nous pensons de même qu'une révolution capitale s'annonce à l'aube du Miocène. Période véritablement privilégiée et telle qu'une présentation schématique de l'évolution du relief d'une bonne partie du Bassin de Paris (sinon de toute la France hereynienne) finit par ne plus conserver que son seul souvenir.

En quoi consiste cette Révolution dans le cadre du Bassin de Paris méridional ? C'est le but de cet ouvrage d'en mettre en lumière l'importance, d'en présenter le rythme et aussi d'en nuancer le déroulement selon les lieux.

*
* *

Pour la clarté de l'exposé qui va suivre, qu'il me soit permis toutefois de rappeler quelques traits de la sédimentation oligocène de l'Orléanais.

Il y a deux lacs de Beauce.

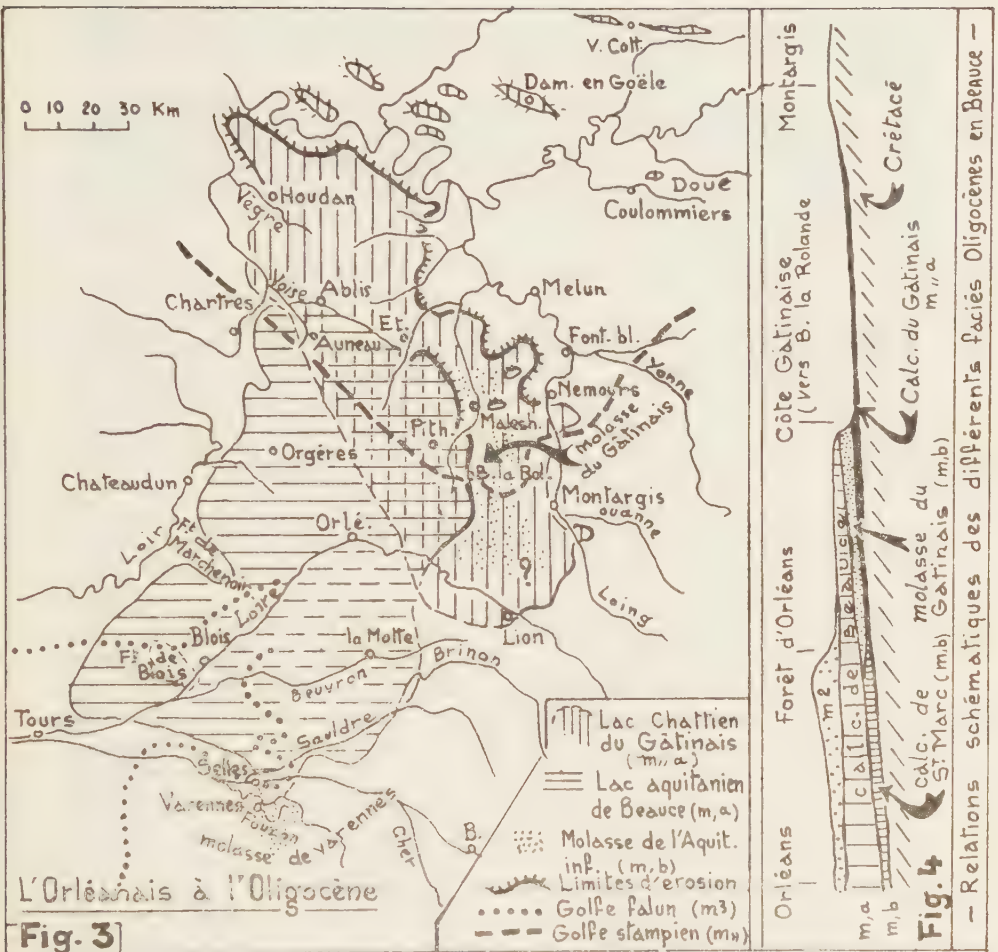
Le premier est né de la dégénérescence du golfe marin stam-pien. On sait comment (H. Alimen 1937) le calcaire lacustre appa-

rait progressivement entre les intervalles dunaires où se consolident les grès de Fontainebleau. Si le terme de Stampien n'était réservé par définition à l'épisode marin oligocène de la Région Parisienne (H. Alimen 1949), ce calcaire pourrait être daté du Stampien supérieur. On le qualifie habituellement de Chattien. (m.,a). Ce calcaire, dit d'Etampes, ou du Gâtinais, ou de Montmorency suivant les lieux, est en général très siliceux, sauf dans le Gâtinais. C'est lui qui a donné naissance aux meulières de la Région Parisienne (rive gauche de la Seine). La « surface meuliérisée » d'A. Cholley (1943) s'ordonne autour de ses affleurements.

En certains points, l'extension actuelle des dépôts chattiens correspond assez bien aux rivages du lac. Ainsi vers Montargis, sur la rive gauche du Loing, vers Chartres (bassin de la Voise). Les marnes lacustres de la région de Gien (Lion en Sullas) lui ont été attribuées (avec hésitation) par G. Denizot (1934). Cet auteur nie par contre la présence du Chattien sous Orléans (notice de la feuille Orléans 1936) après l'avoir déclarée possible dans sa thèse (1927). Il hésite même à le reconnaître dans des calcaires siliceux trouvés en sondage à Lamotte-Beuvron vers l'altitude O. Ainsi, avec pas mal d'incertitudes, on peut reconstituer le tracé méridional de ce premier lac beauceron, qui semble avoir poussé une pointe vers le S.E. (fig. 3). Vers le nord par contre il s'épanouissait largement. C'est lui qu'on retrouve en Brie, au sommet de la butte de Doue (près Coulommiers), lui encore à Villers-Cotterêt.

Au contraire, le deuxième lac, celui qui dépose les calcaires bleuâtres, pisolithiques, fétides de la Haute-Beauce autour de Pithiviers a connu une extension beaucoup plus limitée. Vers le nord, il semble n'avoir pas dépassé le parallèle de Corbeil. Ses couches meurent en biseau vers Ablis. Toutefois, il réalise une forte transgression vers le S.O., parallèlement à la rive gauche du Loir supérieur. Il déborde les bombements NO-SE de la Forêt de Marchenoir et de la Forêt de Blois. Vers l'ouest, il s'approche d'Amboise et de Montrichard. Au sud, il frange la rive droite du Cher, qu'il dépasse vers Selles. A l'est, ses dépôts sont à leur tour « transgressés » par les sables burdigaliens de Sologne. Selon G. Denizot, ils ne doivent guère dépasser vers le S.E. le cours de la Sauldre de Salbris à Brinon.

Là où les deux formations se superposent, elles n'entrent en contact que dans la partie centrale, vers le cours moyen de la Juine. Ailleurs, des dépôts détritiques s'intercalent entre elles, œuvre des deltas des tributaires du deuxième lac. Au S.E., ce sont les « sables de Montargis », devenant sablo-argileux vers Beaune la Rolande (molasse du Gâtinais), puis franchement marneux vers Malesherbes et Puisseaux. Au N.O. vers les sources de la Voise (affluent de l'Eure), ce sont encore des marnes devenant plus sableuses vers le sud. Cet apport déritique aurait une origine occidentale, à l'inverse de la molasse du Gâtinais, dont les sources sont à vrai dire mystérieuses. Au sud du Cher enfin, on retrouve un équivalent de ces assises détritiques pré-lacustres. C'est la « molasse de Varennes » (G. Denizot 1927 p. 256). Sous Orléans,



sous Lamotte aussi sans doute, un calcaire siliceux, dit de « St. Marc » correspond stratigraphiquement à ces assises (fig. 4). La formation supérieure, bien datée notamment à Selles, est placée dans l'Aquitainien supérieur (m₁, a). Marnes de la Voire, molasse du Gâtinais, de Varennes, calcaire de S.-Marc sont datés de l'Aquitainien inférieur (m₁, b).

Nous maintiendrons ici l'ensemble de ces étages dans l'Oligocène. Le Colloque sur le Miocène (Sociétés Savantes... 1958) a montré en effet les géologues profondément divisés par le problème de la coupure Oligo- Miocène. Ceux qui se réfèrent classiquement aux seuls dépôts marins reportent l'Aquitainien dans le Miocène. Ceux qui s'adressent aux formations continentales préfèrent le laisser dans l'Oligocène. Or, la comparaison de gisements comme Selles, Chitenay, Pont-Levoy, est à la base de leur argumentation. Nous les suivrons donc. En outre, du point de vue morphologique,

l'Aquitaniien doit être rejeté hors du Miocène. C'est ce qui apparaîtra espérons-nous dans les pages qui vont suivre (1). D'où notre choix.

Une bonne synthèse de cette stratigraphie beauceronne est fournie par la rive gauche de l'Essonne où précisément l'intercalation d'un horizon marneux entre les deux masses calcaires crée un relief, la côte gâtinaise, dernière en somme des *cuestas* de la partie orientale du Bassin de Paris.

Du point de vue tectonique, la superposition de ces niveaux bien datés est précieuse. Certains accidents, d'ailleurs mineurs, auraient précédé de peu (région de la Voise), ou suivi de peu (failles de Montargis, Nogent sur Vernisson...) les dépôts du lac chattien. Nous en discuterons la vraisemblance ultérieurement. Mais l'examen de la figure 3 éclaire des problèmes plus vastes.

Il existe une nette filiation entre la forme du golfe stampien et celle du lac chattien. Ce dernier réalise simplement un prolongement du premier vers le S.E. Pourtant la transgression stampienne marquait déjà un important changement dans la paléogéographie du Bassin de Paris. A l'Eocène, le golfe parisien n'est qu'une extension vers le S.S.O. d'une sorte de mer du Nord, encore qu'à l'Eocène moyen, l'Atlantique ait poussé une pointe un peu au nord de Nantes et en Manche occidentale jusqu'au Cotentin (Gourbesville): voir M. Gignoux 1950 p. 526 et 548). Au début de l'Oligocène, Sannois et Jeurs ont encore ce caractère et les relations avec la Belgique restent faciles. Avec le Stampien ces rapports paraissent moins évidents. Du côté du N.O., elles sont au contraire plus probables, la Manche largement ouverte, la Bretagne encerclée, partiellement ennoyée (bassin de la Vilaine) (2).

Le lac chattien traduit une simple atrophie de cette situation avec relèvement probable de la partie nord du Bassin de Paris. Au contraire, le deuxième lac de Beauce se trouve refoulé vers le S.O. C'est déjà la cuvette de Sologne qui s'annonce, et en profondeur il y a d'ailleurs passage progressif des formations aquitaniennes à celles du Burdigalien à travers des faciès également marneux. Mais c'est aussi le prélude au golfe falunien qui n'est que l'extension à la Loire moyenne de cette subsidence en gouttière.

Par conséquent l'apparente continuité des assises oligo-miocènes de la région orléanaise masque en réalité une révolution capitale de l'histoire du relief français. Pour ne parler que du Bassin de Paris et de ses bordures, on sait qu'au Secondaire et à l'Eocène inférieur les franges armoricaines et limousines consti-

(1) C'est d'ailleurs l'opinion de P. Birot, 1958, p. 185.

(2) Des origines de la mer stampienne en France, M. Gignoux (1950) ne dit rien. Il semble toutefois qu'on envisage avec de plus en plus de faveur l'idée d'une source occidentale, atlantique (voir Furon, 1934, A. Cholley, 1956 b, G. Denizot, 1948-9, S. Durand, 1960, p. 171).

tuent un socle où les transgressions, tardives et réticentes s'épuisent. Après l'Oligocène supérieur l'ensemble bascule vers l'ouest, tandis que Lorraine et Bourgogne, bien mises en valeur, voient l'érosion sculpter des formes vigoureuses dans de puissantes assises bien rythmées. Au contraire, l'Ouest, du point de vue de la beauté des formes structurales, semble avoir perdu sur les deux tableaux. Une érosion paralysée par une subsidence latente, s'étouffe à façonner de maigres reliefs dans des faciès littoraux trop souvent sableux.

C'est là probablement, le trait géographique fondamental du Bassin de Paris. Or, le glissement vers le S.O du deuxième lac de Beauce par rapport au premier matérialise sur la carte l'épisode central de cet important mouvement de bascule en un de ses points charnières.

A2 LE RIVAGE DU LAC AQUITANIEN DANS LE BLESOIS

A 21 Progression lacustre et tectonique près de Blois

Revenons à la face S.O transgressive du lac aquitanién. La formation s'est avancée sur un front tendu en arc, de Blois à Selles, qu'évoque encore assez bien la limite des affleurements actuels. Or, à faible distance de cette limite, parfois à quelques centaines de mètres du rivage reconstitué, la puissance du dépôt est déjà considérable, plus de 30 mètres souvent. Le petit problème de paléogéographie posé par cette situation va se révéler, à l'étude, particulièrement riche en prolongements.

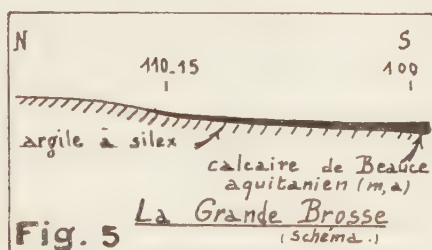
La masse repose en général sur une assise de marnes blanches emballant des fragments de silex non roulés. On peut la voir, dans des caves, à Blois, séparée de la craie par une mince argile brune de décalcification (G. Denizot 1927 p. 234). L'arrivée du lac a donc probablement été précédée ici par des érosions qui ont dispersé une partie de l'argile à silex, puisque celle-ci affleure largement aux portes de la ville dès que le soubassement crétacé se dégage des dépôts oligocènes.

Bien des détails relevés dans l'ouvrage de G. Denizot éclairent le mode de sédimentation. Par exemple, le fait qu'en pleine Petite Beauce, loin des rivages, on rencontre par places, dans le calcaire, beaucoup de fragments de silex et des grains de quartz (p. 235); ou bien c'est l'existence d'intercalations marneuses et surtout de fentes remplies d'argile verte et brune, au sein même de la masse des calcaires siliceux de Beaugency (p. 232). Cela implique une sédimentation lente, hésitante, avec de fréquentes pulsations de la ligne de rivage, des émerSIONS, des remaniements de sols, sans doute aussi dans les affluents du lac, des crues violentes et spasmodiques.

Malgré la grande variation des faciès un certain ordre stratigraphique peut être décelé dans cette masse lacustre. D'une manière générale, autour de Blois, la superposition la plus fréquente est la suivante : un faciès basal marneux, blanc, remanie des débris d'argile à silex ; dessus, la masse principale des calcaires à lits siliceux type meulière; par-dessus enfin des masses plus friables, plus marneuses, déposées sans doute dans des eaux très peu profondes et peu agitées, avec remaniement de vases littorales et intense activité biologique (voir par exemple la région de Chitenay : les Ardilles, Chéry, Chénevelles).

Or la connaissance de cette stratigraphie est précieuse car elle permet de mieux mesurer la façon dont la transgression lacustre a abordé les rivages blésois... On constate ainsi que l'anticlinal dissymétrique N.O.-S.E. de la Forêt de Blois-Forêt de Russy, est antérieur à l'arrivée du lac, mais que celui-ci l'a progressivement débordé et ennoyé (G.D. p. 239-245). En outre, le bombement a rejoué car les assises se déforment à son approche (région de Fougères-sur-Bièvre par exemple).

Il en est de même plus au sud, où le curieux noyau anticlinal de La Grande Brosse près de Contres perce comme un îlot les dépôts lacustres qui le cernent. Il n'est même pas certain que l'île ait jamais été recouverte (G.D. p. 252), quoique j'y aie trouvé, à Lézeau, des blocs assez volumineux de calcaire dur. En tout cas l'argile à silex y a été conservée (fig. 5). Entre ces deux bombe-

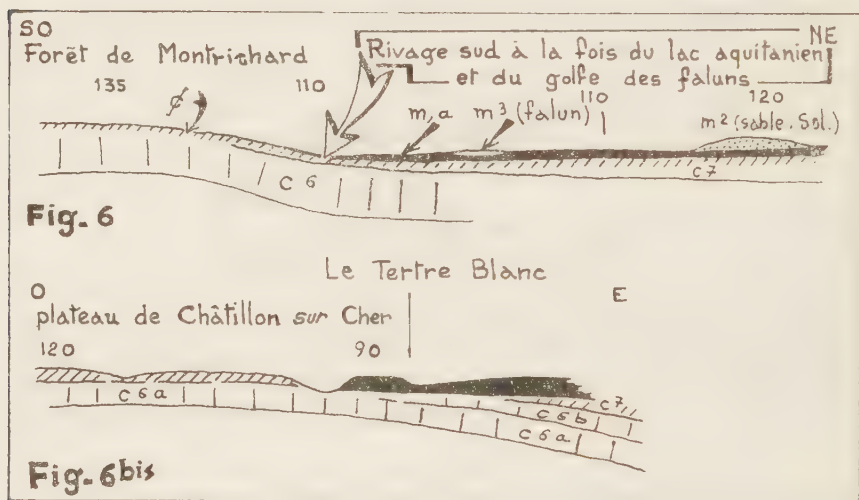


ments, la transgression a été plus facile et les fragments de lacustre silicifié signalés à Chaumont (G.D. p. 245), ainsi que les marnes incrustées dans l'argile à silex aux Motteux (S.-O. de Chaumont) montrent le lac progressant à la faveur de ravinements locaux.

A 22 Le talus crétacé

Entre Pont-Levoy et Selles la sédimentation lacustre s'est appuyée contre un talus crétacé fort net.

La localité de Thenay est célèbre depuis que l'abbé Bourgeois en 1865 a signalé en place, à la base du calcaire de Beauce, des silex en éclats où il voyait l'intervention d'un être « humain » armé du feu... L'idée fit frémir; on discuta, mais en vain, la position stratigraphique. On finit par rejeter ces « éolithes » parmi les curiosités naturelles, œuvre du hasard. Mais les campagnes de fouilles avaient fourni une excellente coupe (G. Denizot p. 248 à 251).



La formation lacustre repose à 86-87 m sur l'argile à silex. Elle superpose les différents faciès connus. Des marnes à la base, blanchâtres, grumeleuses, avec intercalations argilo-sableuses verdâtres ou rubéfiées, contiennent les éolithes; dessus, vers 95 m, apparaissent les bancs solides dont la partie supérieure, grise, fine, homogène, rappelle le niveau supérieur décrit plus haut (chapitre A 21). Ils atteignent 105 à 110 m au maximum mais ne représentent peut-être pas tout à fait le sommet de la formation que les ravinements pré-faluniens ont entamée. Mais toute cette bordure lacustre, autour de Pont-Levoy - Thenay, bute contre un versant d'argile à silex en arc de cercle; de là jusqu'au Cher, un plateau horizontal porte la Forêt de Montrichard à 135 m. La figure 6 suggère donc l'existence d'un rivage lié à une flexure. Quels qu'en soient les rejeux ultérieurs, qui sont certains, elle s'affirmait à l'Aquitainien, et il est peu probable que le lac l'ait débordée.

Les choses sont peut-être encore plus nettes vers Selles. La

carrière du Tertre-Blanc montre une sorte de bouillie pierreuse faite de nodules et de blocailles pouvant atteindre 30 cm, noyée dans une pâte fine, légère, onctueuse et qui présente le faciès des couches de base de la formation. Mais des lits d'argile brun-sombre s'y ramifient, pendant que des bandes discontinues, à structure de meulière caverneuse, y apparaissent à différents niveaux. Tout cela traduit une absence de calme dans la sédimentation, des irrptions momentanées de vases littorales, des émerisions, des éboulements sous-lacustres, par lesquels se révèle la proximité du rivage. Au sommet du Tertre-Blanc nous sommes à 90 m ; la formation est toujours visible vers 80-82. Mais à très faible distance à l'ouest, l'argile à silex affleure à 100 m, s'élève vite à 120 au nord de Chatillon (fig. 6 bis).

Dans une carrière proche, à Larrey, G. Denizot (p. 253) avait pu voir la base de l'assise de Beauce, plaquée contre un talus de Turonien, vers l'altitude 75, présentant le faciès marneux et friable habituel. C'est là vers 85 m que fut découverte la célèbre faune de mammifères aquitaniens supérieurs (équivalent de celle de St-Gérand-le-Puy). Les ossements de Rhinocéros, Tapirs... mêlés à ceux de grands Reptiles sont parfois associés à des quartz et des silex assez volumineux (6 cm). On peut supposer qu'ils ont été apportés là par les animaux, collés à leur corps par de la boue séchée et G. Denizot pense que le rivage ne devait guère être éloigné de plus d'une centaine de mètres.

Ces détails permettent d'évoquer des berges ébouleuses, piétinées par les lourds animaux venant boire en troupeaux, un lac instable, avec des zones d'eaux mortes couvrant des vases fragiles et trompeuses... L'intérêt principal de ces constatations est toutefois de montrer un rivage que tectonique et érosion ont contribué à rendre fort net et que la sédimentation lacustre n'a pu déborder, au mieux, qu'après avoir rattrapé la dénivellation.

Si les sondages révèlent une situation analogue à Romorantin (G. D. p. 254 et 260), en d'autres endroits on peut voir les faciès marneux de base se faufiler entre des éperons crétacés qui les dominent de 10 à 15 m. Ainsi près de St-Romain (p. 252), le long de la Rère jusqu'à Theillay (p. 261). Le talus n'avait donc pas partout la même netteté. Préparé par une flexure (plutôt qu'une faille) il semble avoir été localement retouché par l'érosion (à Larrey les marnes s'appuient contre du Turonien inférieur). D'ailleurs un certain ravinement semble avoir partout précédé et accompagné la progression lacustre. Ainsi, entre Couddes et Oisly (feuille de Blois S.O.) j'ai pu observer dans un vallon où la carte géologique ne porte que du Burdigalien le ravinement des « sables à cherts », version locale de l'argile à silex, par la même blocaille calcaire qu'au Tertre Blanc. Or des poches de sable et de cherts apparaissent à différents niveaux au sein du lacustre. On imagine une mince lame d'eau transgressive, animée de courants peu violents, mais instable et incapable d'assurer une sédimentation continue. Et comme les dépôts ont tout de même fini par acquérir une cer-

taine puissance il est probable que la tectonique responsable du blocage de la transgression est contemporaine de celle-ci.

Ainsi progresse le lac aquitain vers une flexure bordière retouchée par l'érosion, ici talus vigoureux, là berge fuyante. Mais toujours le remblaiement finit par ramener le sommet du dépôt au niveau (ou presque) de la plate-forme crétacée qui enserre le lac.

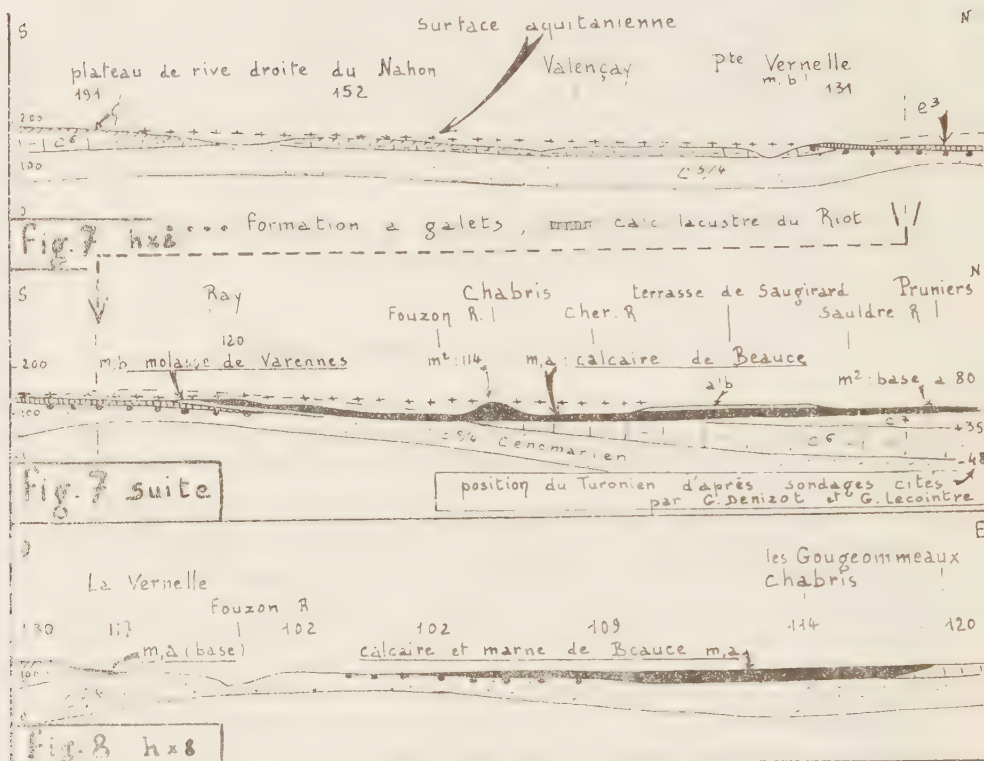
A3 LA SURFACE D'APLANISSEMENT FINI-AQUITANIENNE AU SUD DE SELLES

A 31 A l'embouchure du fleuve oligocène

Au sud du Cher le rivage lacustre présente une disposition analogue. En son point le plus méridional, une importante modification de faciès autorise pensons-nous des déductions capitales pour notre propos.

G. Denizot (1927 p. 133, et feuille Valençay 2^e édition 1954) a démêlé la stratigraphie de la région de Varennes, fort simpliste sur la première édition. Il a montré le calcaire aquitain reposant en continuité sur une formation détritique sablo-argileuse, assez caillouteuse : c'est la « molasse de Varennes », homologue stratigraphique de celle du Gâtinais. Cette molasse repose à son tour sur un calcaire lacustre (Linnée longisc.) dur, esquilleux, blanchâtre ou grisâtre, pénétré de fines tubulures et qui surmonte des marnes blanches pulvérulentes (association classique dans ce genre de formation). C'est le « calcaire du Riot », tout à fait semblable à celui de Vierzon, et comme lui, daté du Ludien (e³). Vers le sud, le Crétacé se dégage de ce complexe lacustre. Il est jonché de silex et de chailles roulés dont la nappe passe sous les dépôts éocènes. Ce cailloutis sera étudié au chapitre A 52. De petites extensions lacustres plus ou moins incrustées dans l'argile à silex qui s'échelonnent vers le sud (La Chapelle, Poulaines, Buxeuil) ont été assimilées par G. Denizot au calcaire du Riot par analogie de faciès et de position en l'absence de bons fossiles. La morphologie rend vraisemblable cette interprétation.

La figure 7 résume cette disposition. Son intérêt est de montrer la molasse aquitainienne s'élevant rapidement vers le sud pendant que le calcaire supérieur s'amenuise très vite. Un plan régulier, doucement incliné au nord, tranche toute la série tertiaire jusqu'à se fondre dans l'argile à silex des plateaux de rive droite du Nahon. Or, à Chabris la formation aquitainienne a une puissance de 30 m au moins. C'est un ordre de grandeur que dépasse rarement le lac de Beauce, vers sa périphérie en tout cas. Sa base apparaît vers 85, peut-être 80 m. Son sommet est à 110-12 m, sous un placage de sables granitiques qui n'ont pas dû le raviner beaucoup. A Pruniers, le forage cité par G. Denizot (p. 555) montre les marnes blanches vers l'altitude 66. Le sommet de la formation n'a pas dû dépasser ici les 100 m qu'il atteint non loin à Sells.



On est donc habilité semble-t-il à reconstituer la surface terminale de la sédimentation aquitanienne selon un plan légèrement basculé vers le nord et qui, visiblement, prolonge la surface signalée plus haut. L'ensemble s'incline ainsi de 190 m au nord de Baudres (et 200 dans le bois de Moulin), à 100 m environ vers Pruniers. Il est hautement probable que cette disposition résulte d'un gauchissement post-aquitainien, sans doute lié à la subsidence miocène de la Sologne. En effet, sous Lamotte-Beuvron, la base du Miocène se rencontrerait vers 50 m, peut-être moins (G.D. p. 258), tandis qu'au N.-O. de Blois le lacustre est à 120 m. La disposition des assises crétacées sur la figure révèle d'ailleurs cette vocation à la subsidence au nord du Cher.

Ainsi, quand s'achève l'Oligocène, une large auréole de plaine fond les dépôts à peine asséchés du lac et les affleurements du Crétacé décalcifié.

Regardons maintenant la façon dont le lacustre aquitainien s'appuie aux rivages crétacés entre Cher et Fouzon, de part et d'autre de Varennes (figure 8). Chaque fois on reconnaît le type de rivage observé vers Selles, et nullement l'effet d'une faille comme le propose G. Denizot (p. 253 note infra-paginale) ou J. Dion (1951).

Or, il en est de même à Varennes. Le lac s'est avancé dans une vallée préalablement creusée dans le Crétacé qui le domine encore sur le flanc ouest. Il s'agit donc d'une sorte de ria où débouchait l'affluent principal et que celui-ci a fini par combler. La molasse n'est rien d'autre que le matériel du delta lacustre, et on la voit changer rapidement de faciès, devenant plus fine et plus marneuse en quelques centaines de mètres. Quant au calcaire de Beauce proprement dit, il gagne peu à peu vers le sud au fur et à mesure que progresse le comblement de la ria. L'inclinaison des dépôts de la molasse est donc largement originelle.

A 32 La molasse de Varennes

Cette molasse n'est emboîtée dans le matériel crétacé ou le lacustre éocène que sur une courte distance. A Varennes, sa base descend à moins de 80 m, mais dès la latitude du Riot G. Denizot (1927 p. 255-7) signale qu'elle émerge à la surface du plateau vers 100 m. En réalité, elle s'y trouve encore dans une sorte de gouttière incrustée mollement d'une vingtaine de mètres dans le lacustre ludien.

Aux portes de Valençay, au lieu-dit La Pte Vernelle, G. Denizot avait signalé (p. 379) un placage assez épais de sables argileux grossiers reposant sur une nappe caillouteuse éocène. Il y voyait, sans certitude, des sables de Sologne aventurés au sud du Cher. Mais sur la deuxième édition de la feuille Valençay (1954) il n'a finalement porté que la nappe caillouteuse. J'ai revu le site. Les trois carrières y sont malheureusement oblitérées par la végétation, illisibles. Seul un front de taille de quelques mètres subsistait qui, rafraîchi, m'a fourni un sable argileux que l'examen morphoscopique apparente absolument à la molasse de Varennes. Nous sommes ici vers 135 m et pratiquement au niveau des plateaux d'argile à silex si réguliers qui encadrent Valençay. Par conséquent, si un fleuve aquitanien venu du sud s'est jeté dans le lac à Varennes, on peut affirmer qu'au-delà de Valençay, il coulait à la surface du Crétacé supérieur, sans y sculpter de vallée. Autrement dit, dans cette direction au moins, s'étendait la plaine.

Le brusque encaissement des dépôts de la molasse aux approches de l'embouchure s'explique par le jeu combiné de la flexure bordière déjà signalée et de la transgression lacustre. On a déjà parlé de vocation à la subsidence pour la région de Selles-Varennes. Elle est d'autant plus nette qu'on y constate actuellement encore une très belle convergence hydrographique. Il est probable qu'au moment de l'avancée du lac une topographie déjà très plane s'est légèrement gauchie pour former la cuvette lacustre avec apophyse méridionale vers Varennes (figure 9). Cela a ranimé et concentré le ruissellement. Une entaille s'est ouverte dans le Crétacé sablo-argileux remontant jusqu'à la position de Valençay. Mais le lac arrivait déjà, ennoyant cette vallée que la molasse et le calcaire ont entrepris de fossiliser. Il s'agit donc bien d'une ria lacustre.

L'examen de la molasse confirme fort bien cette interprétation. On peut l'observer facilement au flanc d'une petite butte située près de l'ancienne station de Varennes. Le matériel y est incontestablement en place. Au sommet, une dalle de calcaire aquitanien coiffe le tout. Elle se dégage d'une masse de marne blanche qui elle-même passe vers le bas à la molasse franche, coupée de petits bancs calcaires. L'ensemble est d'un blanc verdâtre ou marbré de roux et ponctué de filets rouges. On y trouve, par nids, des cailloux atteignant 6 cm, surtout des quartz, parfois des cherts crétacés. On y trouve aussi, là ou ailleurs, des silex bien arrondis, mais repris d'une formation locale bien plus ancienne.

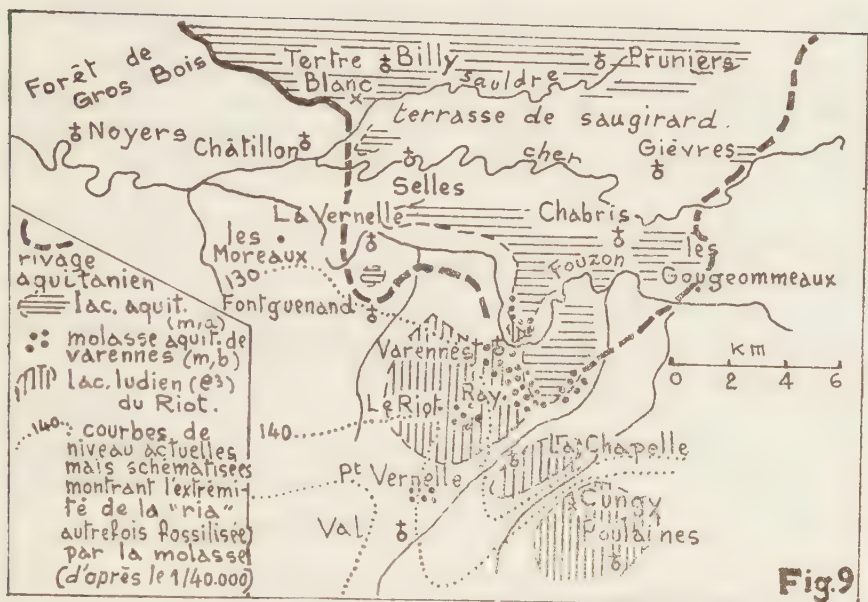


Fig.9

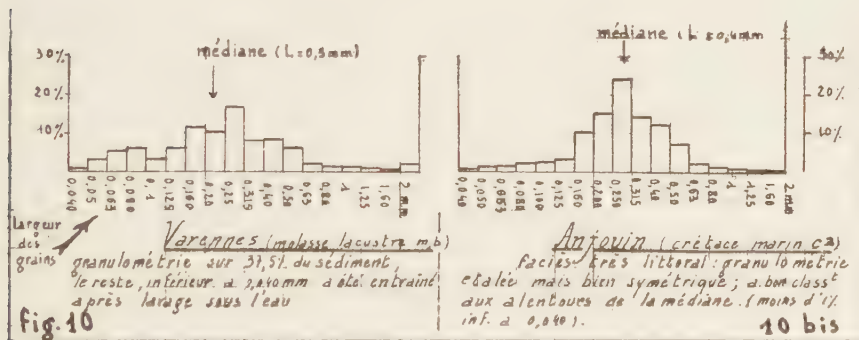


Fig.10

10 bis

Les quartz que j'ai récoltés sont eux-mêmes bien émoussés (médiane 0,400 ce qui est remarquable) mais beaucoup sont cassés net et inclus tels quels dans le sédiment. Rien à déduire par conséquent de l'émoussé des cailloux qui n'est pas le fait du transport aquitanien.

Lavée sous l'eau, cette molasse a abandonné un très fort résidu inférieur à 40 microns. Le reste, compris entre 0,040 et 2 mm ne représente que 37,5 % de l'échantillon étudié. Quelques décimètres plus haut sur le front de taille la proportion eût été moins forte encore car l'eau de lavage coule épaisse et onctueuse, trahissant l'importance de l'argile. Celle-ci est composée d'un mélange de kaolinite (en majorité) et d'illite (analyse thermique effectuée au Laboratoire des argiles de l'Institut de Géologie de Rennes). L'illite caractérise la néoformation argileuse en milieu lacustre calcaire (A. Carozzi 1953, p. 93 et 78); sa présence est normale. La kaolinite au contraire prouve un emprunt effectué aux dépens d'une formation continentale.

Déarrassé de son calcaire, le résidu sableux apparaît fort variable selon les prélèvements mais toujours très hétérométrique (figure 10).

Vers 0,3 mm les grains de quartz sont de forme irrégulière mais en général bien émoussés. A partir de 0,7 mm on y voit apparaître des grains étonnamment arrondis, parfois ovoïdes, bien surprenants dans une formation continentale. On les croirait éolisés ne serait, sous le voile légèrement opaque qui les ternit, une certaine translucidité inconnue chez les véritables Ronds-Mats. D'ailleurs, à fort grossissement, on distingue le picotis éolien encore sensible dans les rentrants du grain, tandis que les convexités luisent, parfaitement lisses.

Pour interpréter correctement ces aspects, il faut avoir examiné de nombreux spécimens de sables crétacés environnants. L'évidence alors s'impose. L'essentiel du matériel sableux de la molasse est formé de Crétacé local. Les beaux grains ovoïdes mais luisants sont des sables d'estran alternativement façonnés par le vent et la mer qui conserve l'arrondi mais supprime la matité. Il suffit pour s'en convaincre de comparer deux sables du littoral atlantique (Cap-Breton), l'un prélevé sur la plage, l'autre dans une dune à 500 mètres de la mer. Par parenthèse cela montre que la présence de tels grains dans le Crétacé moyen ne permet pas d'en induire quelque chose quant au climat de cette époque.

A Varennes, on trouve parfois aussi des agrégats bien roulés, formés de petits quartz soudés par de la silice; beaucoup d'entre ces derniers possèdent des faces cristallographiques planes et luisantes et sont d'une limpidité extraordinaire. Ce sont des quartz qui ont subi un nourrissage par de la silice secondaire dans un banc en voie de grésification. On y voit même des grains dont une extrémité s'est agrandie d'une pyramide limpide, voire des agrégats boursoufflés comme une grappe de raisin. Or, si les sables meubles du Cénomanién de la vallée supérieure du Nahon renferment souvent des débris de ciment siliceux libérés ou des grains ternis par un tel ciment, les derniers aspects décrits ne se rencontrent bien que dans l'Albien du Fouzon, autour d'Anjouin et de saint Christophe, parmi les bancs de quartzite-grès abondants.

La molasse renferme encore des grains blanc-mat, souvent anguleux dont l'aspect rappelle beaucoup celui des feldspaths très altérés. Mais leur consistance, leur structure, et aussi l'examen en lumière polarisée, montrent qu'il s'agit d'un faciès très répandu dans l'« argile à silex » du Bassin de Paris méridional et qui sera étudié plus loin. Le fait est d'importance car des feldspaths signifieraient un transport considérable depuis le socle limousin. Pour ma part, je ne crois pas à leur présence ici. Parmi les granules blancs du sable de la Pte Vernelle près Valençay je confesse bien quelques aspects équivoques pouvant être feldspaths très altérés ou argile kaolinique légèrement durcie par la silice (faciès fréquent dans le Crétacé supérieur). De toute façon ils ne seraient pas solognots ni originaires directement d'un socle. Si on se remémore les argiles kaoliniques blanches abondantes dans la molasse, on peut penser qu'argile et feldspaths altérés ont été empruntés non seulement au Crétacé supérieur qui contient effectivement de la kaolinite (voir chapitre A 53), mais aussi à la formation éocène de Brenne laquelle s'est sûrement étendue plus loin vers le nord qu'aujourd'hui. Je le croirais d'autant plus volontiers que le sable molassique renferme un nombre non négligeable de gros grains (2 mm ou 2,5 parfois) très anguleux, analogues à ceux des sables granitiques de Brenne ou d'ailleurs. Or dans le Crétacé du Fouzon, on rencontre plus de 80 % d'Arrondis dès la taille 1,2. Les quartz en question ont donc peu de chance d'être crétacés.

A Varennes, les granules blancs sont répartis d'une façon bien peu

homogène. Ici ils représentent près de 30 % du sable lavé; là (8 mètres à côté et 0,5 mètre plus haut) on n'en retrouve aucun.

Résumons-nous. Ce manque d'homogénéité, ces nids de cailloux au sein de formations fines, l'origine presque purement locale des sables, la forte proportion de matériel fin, tout indique que la ria de Varennes a été comblée rapidement par des matériaux arrachés aux secteurs tout proches, vite bloqués dans une eau calme. Par contre du matériel relativement lointain s'y est ajouté : sables albiens du Fouzon, sables granitiques de Brenne. Par conséquent, hors des parages de l'embouchure, le ruissellement s'exerçait sur une vaste surface probablement très peu relevée en direction du sud sinon le socle aurait fourni son apport. Or dans l'axe du Nahon elle est actuellement basculée d'une centaine de mètres (figure 7). Une fois de plus l'évidence de mouvements ultérieurs s'impose.

A l'Aquitanien, la plaine règne autour du lac.

A4 AMPLEUR DE LA SURFACE AQUITANIENNE

A 41 Surfaces d'aplanissement dans les bassins du Nahon et du Fouzon

Si l'on s'écarte de Varennes vers le sud, l'est, le sud-ouest, le sud-est, on est frappé par la platitude et la régularité des horizons. Il s'agit de plateaux légèrement inclinés, d'une grande pureté de lignes. En dehors des vallées, pas de relief. Quand on émerge de l'une d'entre elles, bois, landes et cultures s'étendent à l'entour, l'entaille a disparu, on évoque la plaine. Or, il est possible de montrer, en bien des cas, que ces topographies régulières sont d'authentiques surfaces d'érosion.

On peut le soupçonner quand la route de Valençay à Poulaines traverse une extension du calcaire lacustre éocène. On exploite là une marne blanche, friable, très pure, qui est un faciès de base de la formation. Seulement, une blocaille calcaire s'y enfonce en poches. Le faciès calcaire franc s'avancait donc un peu plus loin vers le sud à l'origine. Un voile de limon, très chargé en silex variés, s'étend indifféremment sur l'argile à silex, les marnes et le calcaire éocène de Cungy. La plate-forme est d'une régularité parfaite. Même disposition d'ailleurs à Buxeuil, où il est visible que ne subsiste du dépôt ludien qu'une bande allongée mais assez étroite, incrustée de 20 mètres environ dans le Turonien.

De ce côté du Nahon, la plate-forme est exactement à la même altitude que celle de Valençay et s'incline comme elle, doucement, vers les dépôts aquitaniens de Varennes. La continuité topographique est parfaite, l'unité morphologique évidente.

Que l'on déborde maintenant vers l'est la vallée du Renon et l'existence d'une surface d'érosion s'impose sans équivoque. Ainsi au nord d'Aize et de Guilly une surface très plane tranche à 160 m le Turonien, d'abord épais (au moins 40 m) puis rapidement pellaiculaire vers le S.E. et l'est, pour passer enfin au Cénomaniens. Et il ne s'agit pas d'une situation infra-tertiaire car sous le limon l'argile à silex est absente.

Ce faisant, nous sommes parvenus sur le flanc S.O. de l'anticlinal de Graçay. Sur la rive droite du Fouzon, les choses sont encore plus nettes. Entre Fouzon, Rû du Perry et Cher, l'érosion a laissé subsister une surface plane en forme de T, qui, sur les minutes au 1/40.000, est cernée par la courbe 150. Sa branche O-E s'allonge sur 6,5 km du Signal Galop (ou Galleau) cote 152, aux

Belliards (cote 155). Vers le sud s'en détache une langue étroite qui rejoint la butte des Annets (Pavillon les Annets, cote 150), très plate, de laquelle on voit, à 1 km vers le sud, la butte de Chézeau à peine moins élevée. Or, du Signal Galop à Chézeau on est passé du Cénomanién tout à fait supérieur à l'Albien. Plus au sud encore, autour d'Anjouin, l'Albien, de plus en plus entamé, continue à couronner de ses grès-quartzites des buttes dont l'altitude oscille autour de 150 m (figure 11).

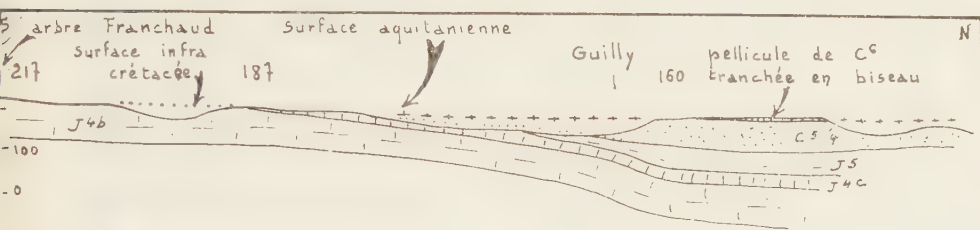


Fig. 11



Fig. 11 suite h x 8

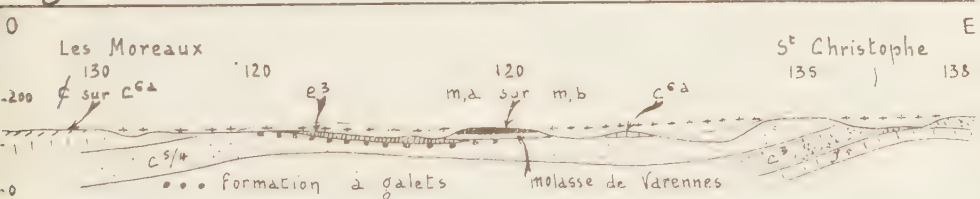


Fig. 12

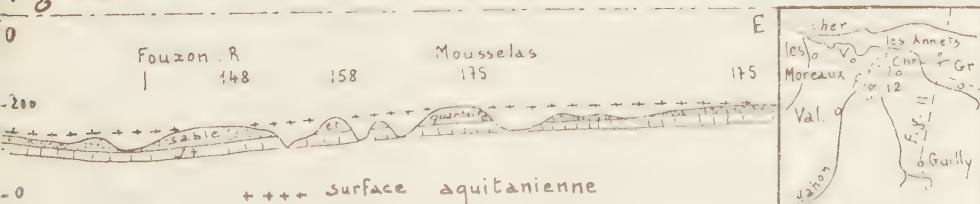
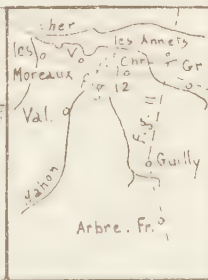


Fig. 12 suite h x 8



*
* *

Les éléments de surface d'aplanissement observés de Valençay au Cher ne sont pas toujours à la même altitude, encore que les dénivellations ne soient pas grandes. Nous nous proposons de montrer qu'ils appartiennent tous à la surface fini-aquitaniaque reconstruite déjà dans le bassin du Nahon, et que des déformations modérées ont affectée depuis.

D'une manière générale, la démonstration est affaire de profils géologiques. En constituant un quadrillage de coupes (impossibles à reproduire toutes ici) l'évidence apparaît vite de l'unité de cette surface d'érosion. Si parfois quelques dénivellations brusques altèrent la continuité des profils nous n'essaierons même pas d'invoquer des erreurs possibles de la carte d'Etat-Major et de ses Minutés. Autour de Buxeuil comme de Graçay le baromètre et l'œil confirment de tels décrochements que nous mettrons sur le compte de la tectonique post-aquitaniaque.

Le plus significatif de ces décrochements suit le cours du Fouzon dans la région de Graçay.

Sur la rive gauche, le large plateau de Guilly (160 m) qui tranche en biseau le Turonien jusqu'à le faire disparaître se prolonge sans peine par ceux de Reboursin, Luçay-le-Libre..., qui, vers 155 m, passent du Turonien inférieur au Cénomaniens suivant les nuances de la structure (voir fig. 17). Sur la rive droite, un chapelet de buttes s'élève lentement vers l'amont : 148 m à Anjouin, 158 à Prinçay, 170 à Mousselas, 175 au sud de Genouilly. Enfin, au nord du Rû de Perry, nous connaissons la surface du Signal Galop et du Pavillon des Annets, bien horizontale à 150 m. La figure 11 montre que, dans le sens S.N., ces trois plateformes (160-150-150) sont les restes d'une surface unique. Mais en remontant le cours du Fouzon, on voit que celle de rive droite s'élève vers l'amont, tandis que celle de rive gauche reste horizontale. Il en résulte que dans cette direction, la rive droite du Fouzon domine progressivement la rive gauche.

Le regard saisit immédiatement ce dispositif quand, de la route de Vatan, on découvre Graçay et le rebord rigide du versant nord. De même, de la route Valençay-St-Christophe, près de La Chapelle, on peut suivre de l'œil la lente montée du bloc de rive droite du Fouzon et le décrochement correspondant à la vallée. C'est le résultat d'une déchirure ayant affecté l'unité de la surface.

Le dernier pas peut être franchi grâce à la figure 12. On y voit, dans le sens E.O., une même surface d'aplanissement accompagner la plate-forme de rive droite du Fouzon et, indifférente à la structure (qui n'est pas simple) se prolonger par les buttes 138 et 137 encadrant St-Christophe, s'ajuster sur les dépôts aquitaniens de Varennes (120 m), puis se redresser doucement vers la belle surface (130 m) si régulière, à la ligne d'horizon si pure, où le hameau des Moreaux s'encadre dans ses bosquets et dans ses vignes.

Ainsi, de proche en proche, tous les éléments de plateaux dispersés dans les bassins du Nahon et du Fouzon sont venus s'incorporer à la même grande unité morphologique. Tous ces recouplements ne permettent guère d'échapper à la conviction qu'au sud, à l'ouest et à l'est de Varennes, une même surface d'érosion s'incurve de toute part en direction du golfe aquitain où le lac de Beauce épuisa son effort transgressif.

A 42 Le polygénisme (1) de la surface aquitanienne

Dans le bassin du Fouzon, l'anticlinal de Graçay a été nettement tranché, précisément à l'époque où le lac aquitanien achevait sa progression vers le S.O. comme l'a montré l'analyse de la molasse de Varennes. De ce côté, l'idée d'une surface d'érosion aquitanienne peut sembler légitime.

Ailleurs, c'est le plus souvent dans l'épaisseur du manteau « d'argile à silex » que se développe l'aplanissement. Cela laisse place à toutes les interprétations d'autant que dans cette région, les dénivellations sont toujours faibles et certaines de nos figures ont pu susciter quelque scepticisme. Qu'on nous entende bien. Il ne s'agit pas de rendre la seule érosion aquitanienne responsable de toutes les topographies planes constatées dans la région crétacée. Nous voulons seulement montrer (et tout cet ouvrage y est consacré), que la surface aquitanienne a été la dernière, sinon la plus vaste, des pénéplaines ayant affecté le Bassin de Paris méridional (au minimum). Mais il est bien certain qu'elle a hérité de l'œuvre des périodes antérieures, que sa genèse a connu plusieurs étapes, qu'elle est donc polygénique. Seulement, et c'est la cause de notre insistance actuelle, au fur et à mesure que nous progresserons vers l'est source de toute tectonique, nous la verrons prendre une personnalité de plus en plus forte, et s'affranchir de son passé.

Nous avons vu que des lacs éocènes ont incrusté leurs dépôts (marnes et calcaires) dans l'épaisseur du Crétacé, parfois d'une façon considérable (Buxeuil). Qu'ils aient comblé un sillon d'érosion ou une zone déprimée le processus sédimentaire a fini par rattraper la plus grande partie de la dénivellation et leurs rivages ne peuvent être reculés indéfiniment au-delà des limites actuelles.

A l'Oligocène inférieur, le grand lac de Touraine disparaît. C'est qu'apparemment la subsidence qui durait depuis l'Eocène supérieur s'est enrayée. Son dépôt final, siliceux le plus souvent, qui, vers Cormery (feuille de Loches) repose sur 30 mètres de marnes et calcaires, transgresse, pelliculaire, à même l'argile à silex des bordures (P. George 1942 a et b ; G. Lecointre 1947, p. 119-22). C'est de plain-pied que la surface des plateaux où se trouve Le Liège (marge occidentale de la feuille Valençay) passe sur la formation oligocène, tandis que la carapace siliceuse (argile à silex consolidée en brèche), visible dans la vallée de l'Indre à la base du lacustre, ressort au contact, démantelée, pulvérisée en blocs épars sur les plateaux crétacés. Là encore, nous imaginerons qu'au Sannoisien, après l'assèchement du lac, la continuité des profils a

(1) En dépit de C. Klein (1959, p. 58 surtout), dont j'avoue qu'il ne m'a pas entièrement convaincu.

été rétablie. Et, puisque la sédimentation n'a pas repris à l'Aquitanien, si près en somme du lac de Beauce, c'est que la tectonique avait cessé d'animer ce secteur. L'aplanissement n'a donc pu que se parachever.

Un lourd bombement sépare maintenant les deux extensions lacustres, formant ligne de partage des eaux entre Cher et Indroye. Mais que ce soit de l'est ou de l'ouest on l'atteint toujours d'une façon très progressive. Par exemple, en partant des Moreaux (extrémité ouest de notre figure 12 et rivage certain du lac de Beauce) on se retrouve à la même altitude (130 m) au sud de Couffi sur une langue de plateau limoneux par où on atteint en continuité les 160 m de la Forêt de Brouard. On est alors sur l'échine même du bombement qui culmine au Signal de la Ronde à 180 m. On redescendrait de l'autre côté avec la même régularité vers Le Liège et le rivage du lac sannoisien. Il paraît impensable qu'un tel relief ait pu être antérieur à l'Aquitanien sans que ses flancs aient été égratignés comme l'a été la région de Varennes. Il ne peut s'agir que d'un bombement postérieur, affectant une plaine unique.

Il semble ainsi que chaque épisode lacustre, qu'il soit ludien, sannoisien ou aquitanien, ait mis fin à une crise (gauchissement et érosion) et, par l'effet positif de l'accumulation de ses marnes et calcaires, ait complété l'effort d'arasement, sans doute modéré, qui se développait sur ses bordures. En sorte que la surface, récente à proximité des dépôts lacustres, s'assimilait à peu de frais d'amples portions des surfaces d'érosion antérieures. C'est en somme l'idée que B. Bomer a traduite sur la carte morphologique du Bassin de Paris (partie S.O.) : 1956 (voir aussi la notion de « surface d'aggradation » de C. Klein 1959 a, et P. Birot 1958 p. 179).

Et pourtant, dès qu'on s'écarte des dépôts lacustres, c'est toujours en définitive l'argile à silex que l'on foule. Au total, hors de la région de Graçay, les aplanissements éocènes et oligocènes n'ont été que de subtiles variations autour d'un thème vraiment majeur, celui de la grande plaine d'émersion du Crétacé supérieur, la grande surface de l'« argile à silex ».



Mais la surface aquitanienne qui, entre Renon et Nahon s'élève vers le sud à 180 m ne se limite pas aux régions crétacées. Vers Liniez, Bretagne, Ménétreol, les calcaires jurassiques se dégagent rapidement des sables crétacés et forment un plateau atteignant 210 m. Et les profils géologiques ne laissent guère de doute : la Champagne de Levroux, elle aussi, s'intègre à la grande surface fini-oligocène (voir fig. 11). Grâce à une flexure non brutale, quoique bien marquée, qui s'arrondit de Levroux à Vatan, celle-ci passe, en quelques kilomètres, du Turonien au Séquanien, alors que les couches crétacées sont encore puissantes.

Toutefois, la surface y est moins bien conservée. L'observateur

n'a plus devant lui les grands espaces plans qui nivellent les plateaux au sud de Valençay. Partout un dédale de vallons en berceau finement mais fermement sculptés, dont l'apparent désordre surprend le regard, contraste avec l'architecture très simple des régions crétacées. Convergeant comme à regret vers les plaines alluviales saturées d'humidité où les affluents du Fouzon suintent parmi les prés, ces vallons toujours secs composent un paysage aux lignes très douces. Chaque versant se résout ainsi en une sorte de houle calme mais complexe dans le détail, avec des formes emboîtées, des vallons suspendus, tout un jeu de courbes concaves et convexes, où se trahissent clairement l'influence périglaciaire et la nature calcaire du substratum.

Presque tout le paysage est ainsi composé de versants qui cernent d'étroits plateaux en languettes que la cryoturbation n'a même pas épargnés, de sorte qu'à la lettre toute surface ici est du Quaternaire récent. Mais les profils géologiques montrent que la surface aquitanienne épouse étroitement l'allure générale de ces plateaux.

Seulement, les mêmes profils montrent aussi que, là encore, l'aplanissement tertiaire n'a fait que reprendre à son compte des éléments de surfaces antérieures. Et cette fois c'est de la pénéplaine infra-crétacée qu'il s'agit (figure 11 comme d'ailleurs la carte de B. Bomer, 1956). La surface de discordance où transgresse le Cénomanien débordant l'Albien s'élève depuis le pied de la cuesta de Guilly et de Reboursin en tranchant les étages kiméridgiens et séquanien. Au nord de Bretagne, parmi les dalles de calcaire gréseux à lumachelles (j^4c) et les traces de marnes verdâtres (j^5), on retrouve de gros blocs de grès roux cénomaniens et on les suit fort loin au sud, le plus souvent glissés sur les versants à même les grèzes calcaires. A Liniez, le dolmen dit « Pierre Levée » est formé de blocs de plus de trois mètres de long sur quatre-vingts centimètres d'épaisseur. Ce sont des dalles de grès-quartzite fin, très probablement albiennes et leur transport par les grands ancêtres n'a pas dû être important. Or elles sont ici sur le Séquanien (j^4) alors que l'Albien repose peu au nord sur le Portlandien (j^6 et j^7).

Tous ces débris jalonnent ainsi l'ascension de la surface infra-crétacée vers les plateaux de Ménétréol et de Liniez, raclés par la surface aquitanienne. Il est probable que la seconde s'est surtout contentée d'exhumer la première de son manteau arénacé, le plan de discordance jouant le rôle de surface structurale. Les sables crétacés devaient en effet à l'Eocène s'étendre beaucoup plus loin vers le sud et nous en retrouverons des traces dans le « sidérolithique » du Berry méridional ; quant à ceux qui ont disparu du plateau de Ménétréol ils se retrouvent pour une bonne part dans la molasse de Varennes ou dans le « limon » recouvrant l'argile à silex.

Le polygénisme de la surface aquitanienne apparaît maintenant avec plus d'ampleur. La grande plaine se développant autour

des rives du lac de Beauce incorporait à des aplanissements contemporains (région de Graçay) des éléments très variés : post-ludiens vers Valençay, post-sannoisiens dans le bassin de l'Indroye (eux-mêmes simple retouche à la plaine infra-tertiaire), infra-crétacés enfin en Champagne de Levroux, au moins jusqu'à une ligne Brion-Ménétréol où le plateau se maintient vers 210-220 m.

A 43 Paléogéographie aquitanienne

Il est difficile de voir sur le terrain la « structure » de la surface fini-oligocène. Si peu que ce soit, une carrière s'ouvre toujours au flanc d'un versant ou dans une légère déclivité du plateau et sa partie supérieure a toujours été affectée par les phénomènes périglaciaires.

La platitude si parfaite des plateaux crétacés doit bien devoir quelque chose elle-même à ces actions, ainsi qu'au manteau de limon qui les recouvre. Celui-ci, inégalement épais, a été réétalé par le ruissellement en nappe sur tjaïe. Pierrailles en nids, en roses, plications... au sein de la masse fine et grisâtre, le prouvent. Sur les surfaces planes, nous le constaterons souvent, quelle que soit la nature de la roche pourvu qu'elle donne des débris fins, le froid quaternaire a eu un effet de tassement, d'égalisation, comme d'une crème qui s'étale, se refroidit et se fige. Quant aux régions jurassiques, nous l'avons vu, elles ont été complètement remodelées.

Des altérations chimiques (pédologiques) se sont peut-être exercées à l'Aquitainien; mais sur l'argile à silex, l'altération éocène, bien plus puissante, brouille les cartes. Ainsi de toutes les rubéfactions qu'on distingue en haut des montées, dans le talus de la route. Quant aux sables, ils enregistrent bien mal de telles actions et l'éolisation s'est chargée depuis de les en débarrasser. J'ai toutefois relevé près de Fontguenand, au niveau de la surface aquitanienne, une craie turonienne portant des traces de rubéfaction (rose plutôt que rouge), cheminant à la faveur de diaclases entre des fragments de roche non colorée. Il ne peut s'agir d'influence éocène, sinon la craie aurait été détruite. Si je signale le fait c'est parce qu'il rappelle très bien la fameuse teinte « saumon » du conglomérat chattien, bien daté en Bourgogne (Dijon, Buxy : A. Journaux 1954-6), et parce que j'en ai vu de semblables sur le calcaire bathonien du Nivernais en un point où la surface aquitanienne m'a paru indemne de toute influence polygénique.

A défaut d'altération puissante conservée de nos jours l'aplanissement s'est traduit par un vigoureux brassage de matériaux « insolubles », au point qu'une même « livrée » s'étend dans le domaine crétacé sur les roches les plus variées. Aux Annets sur le Cénomaniens, aux Moreaux sur l'argile à silex turonienne, à Cungy sur le calcaire lacustre éocène, on trouve toujours le même mélange de silex blonds ou ambrés, à écorce apparente (sénoniens ?) ou gris-fer (turonien ?), de cherts poreux, de fragments de Spongiaires, d'Oursins silicifiés, et beaucoup d'éclats d'un silex rougissant, toujours anguleux et très cassants. On y récolte aussi souvent des fragments de grès-quartzites jaunes, du type des « grès à sabals » d'Anjou. Ces éléments sont en général très peu roulés; on peut même rencontrer des cherts ou des silex avec leur écorce fragile de craie mal silicifiée et très tendre.

Ces débris peuvent être volumineux. La plupart oscillent entre 5 et 10 cm, mais j'ai pu observer des silex bruts atteignant 30 cm, ou des gros blocs de poudingue (50 à 60 cm) agglutinant dans un ciment quartzitique très dur des noyaux de grès rouge-violet, très ferrugineux. Ces poudingues appartiennent à la collection si extraordinairement variée des « grès-ladères » éocènes. Mais ces blocs

sont bien arrondis et la croûte dont ils proviennent a dû connaître bien des vicissitudes avant de livrer de tels « galets » au niveau de la surface aquitanienne.

Là où l'aplanissement est le plus incontestable, au nord d'Anjouin, on peut voir, entre les Annets et les Baraques (2), de grosses bornes érigées aux carrefours des chemins de terre. Elles sont formées de très gros blocs (certains approchent du mètre) cimentées grossièrement par l'industrie locale. De telles œuvres d'art tirent en général leur matériel de l'épierrage des champs. Or, parmi ces blocs, on relève d'énormes silex blond-roux dépassant 60 cm, des dalles de grès-quartzite albien très émousées et de la brèche rousse emballant de gros silex bruts dans un ciment mastic très caractéristique de la croûte siliceuse éocène. Brèches, silex blonds (peut-être turoniens à en juger par la taille) existent encore dans et sur le manteau décalcifié quelques kilomètres au nord; les grès-quartzites abondent dans le sable albien qui n'affleure que plus au sud. On a donc là, éparses sur la surface aquitanienne, les preuves des efforts d'aplanissement qui étalèrent et roulèrent sommairement, sans qu'une direction dominante puisse être décelée, les matériaux résistants des assises détritiques.

La molasse de Varennes, elle aussi, peut éclairer quelques aspects du système d'érosion contemporain de son épandage. Mouchetée ou zébrée de filets rouges elle introduit dans la marne blanche, outre des sables crétacés verdâtres et des argiles kaoliniques, le produit du lessivage de sols rubéfiés. Vers le sud, quand elle s'étale sur le calcaire du Riot, et que les faciès sableux purs prédominent, G. Denizot (1927 p. 256-7) y signale des concrétions ferrugineuses et des placages d'argile rouge-brique sableuse à nodules de limonite. Elles ne sont pas sidérolithiques car toujours ces dernières reposent sous et non sur, le calcaire ludien. D'ailleurs il existe un degré d'évolution très différent entre les belles oolithes éocènes et les concrétions que j'ai recueillies au sein de la molasse; dans ces dernières, seul un soupçon d'organisation concentrique apparaît autour d'un noyau de sable ferrugineux peu consolidé.

On remarque aussi dans la molasse, de rares grains de glauconie. Or les sables crétacés de la vallée du Nahon (Sembleçay, Baudres...) en montrent beaucoup. La glauconie est un minéral relativement fragile. Sa destruction exige toutefois une action assez poussée faisant pénétrer chaleur et eaux agressives en profondeur, c'est-à-dire une action pédologique, donc une végétation (3). Il est probable, par conséquent, que nos sables crétacés ne sont pas parvenus au sein de la molasse sans accomplir en cours de route quelques stages plus ou moins durables pendant lesquels ils furent colonisés, par une végétation suffisamment efficace.

*
**

Ce lac aux berges ébouleuses où les grands mammifères se rendaient en troupeaux pour boire, ces étendues sableuses au bord

(2) La deuxième édition de Valençay y porte, à tort à mon avis, une nappe d'argile à silex à même le Cénomanien.

(3) La belle couleur rouge des sables pliocènes bretons serait due à l'altération de leur glauconie (Y. Milon).

du fleuve (ou de l'oued ?) exondées temporairement, au sein desquelles mûrissaient les sols rubéfiés détruits par une crue plus violente, ces transports anarchiques, balayant presque à l'horizontale des fragments souvent volumineux de roches résistantes et leur conférant un ébroué peu appréciable, tout cela évoque des conditions climatiques subtropicales, certes, mais non franchement arides. Conditions très différentes aussi de celles de l'Eocène. Peu d'altération chimique profonde ; sur l'argile à silex, c'est aux dépens de celle-ci que la surface se façonne ; la croûte éluviale, quand elle existe, est brisée, disloquée, mais il ne s'en forme pas de nouvelle, du moins ici.

On imagine une plaine, où la végétation n'est pas absente sans être vraiment dense, avec des cours d'eau qui sont bien des fleuves, et non de simples oueds divagants ; quelque chose en somme comme un paysage de savane. Dans ces conditions, on comprendrait le mode d'action du système d'érosion aquitainien. Favorable aux érosions en nappes il peut aplanir des reliefs tectoniques comme celui du Fouzon, surtout aux dépens d'un matériel à prépondérance détritique. Il révèle soigneusement les surfaces de discordance, surtout lorsqu'elles s'étendent en roches perméables (région jurassique).

Capable de nourrir de grands lacs, le climat n'est tout de même pas aride. Dans les alluvions argilo-sableuses des fleuves, périodiquement gorgées d'eau, l'apparition de limonite, les fortes rubéfiations impliquent une action pédologique et un rythme saisonnier. Toutefois, à distance du fleuve qui peut charrier des éléments très hétérogènes, parfois grossiers, la plaine semble n'avoir fourni au delta, et d'une manière générale au lac, que des marnes ou des éléments « limoneux », abondants dans l'« argile à silex » locale. Pour H. Erhart (1956) une sédimentation marneuse exige un sol mal fixé par une végétation trop maigre qui laisse filtrer les éléments solubles (calcaire, parfois silice) de la pédogénèse, mais n'est pas toujours capable de retenir les éléments résiduels (argile, sable) comme le ferait une forêt dense. Ainsi toujours s'impose la vision de ce paysage de plaine tropicale, à végétation surtout herbacée, où l'hydrographie n'est cohérente et hiérarchisée que le long des grands axes, où la plaine se résout en cuvettes temporairement annexées au drainage général, évoluant entre temps en petits bassins fermés.

Qu'on relise maintenant la belle description faite par J. Dresch (1953) de la plaine tropicale africaine, à la limite de la zone aride, dans la région méridionale des cuvettes nigérienne et tchadienne, et on y retrouvera la plupart des caractères conjecturaux décrits ici, y compris ce mélange d'exoréisme et d'endoréisme, cette anarchie du relief de détail dans la platitude générale, ces eaux laiteuses de kaolinite ou noires d'humus acide à la saison des pluies, et même cette violence spasmodique et vite éteinte de l'érosion en nappe, lors des premières pluies, capable de déplacer sur de faibles distances du matériel grossier au hasard de micro-reliefs surbaissés.

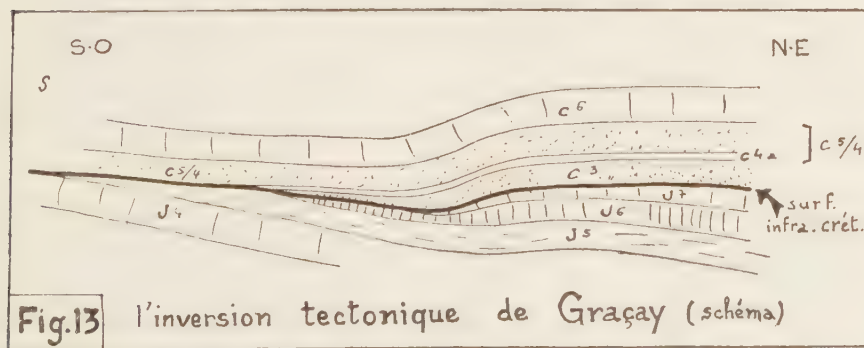
A5 LES ANTÉCÉDENTS DE L'ANTICLINAL DE GRAÇAY

A 51 L'inversion tectonique de Graçay

Au cours de la progression lacustre des manifestations tectoniques sont apparues. Très faibles en bordure du lac elles ne prennent quelque vigueur que dans l'anticlinal de Graçay.

Faibles, mais complexes, et dignes d'intérêt tout de même, car elles permettent de déceler un rythme qui est le même pour tout le Bassin de Paris méridional, et qui nous servira à rendre compte des reliefs sancerrois et nivernais.

On sait que la mer crétacée s'est fauillée précocement dans le Bassin de Paris, entre Vosges et Morvan, pour ne se rabattre que tardivement vers l'est et l'ouest. Dans cette direction, les dépôts e iv (Hauterivien) ne dépassent pas la Loire de Cosne; le Barrémien va plus loin, guère au-delà de Vierzon sans doute. L'Albien piétine contre un obstacle qui est précisément une manifestation de l'anticlinal de Graçay. On le retrouve en sondages (G. Lecointre 1959), à Romorantin, Herbault (N.O de Blois), Vendôme, mais pas au-delà. C'est au Cénomanién seulement (et surtout vers la fin) que l'offensive se déclenche en direction de l'Armorique et du seuil du Poitou. Chaque fois les faciès sont sableux, parfois marneux, et décèlent toujours de faibles profondeurs marines même quand le dépôt est épais (bancs d'huîtres, surfaces d'émersion, hard-grounds... : G. Lecointre 1947 p. 46, C. P. Nicolesco 1944-6).



La « flexure continentale » du Crétacé moyen (au sens de J. Bourcart 1938) est soulignée à Graçay par la présence, inusitée dans le Bassin de Paris occidental, de Portlandien supérieur (j7), preuve d'une tendance analogue dès cette époque. Or, la figure 13 montre en quoi consiste actuellement l'anticlinal de Graçay. C'est la partie « à l'aval » de la flexure continentale crétacée qui s'est cambrée, créant par inversion tectonique un lourd accident que l'aplanissement aquitainien a nivelé mais dont nous savons qu'il a rejoué ultérieurement dans le même sens (chap. A 41).

Curiosité mineure ? Certes pas. L'inversion tectonique, et précisément avec le genre de relations que nous venons de constater, est plus une règle qu'une exception dans le Bassin de Paris méridional. Encore ne sommes-nous pas au terme d'une analyse fertile en complications. Pour avoir été nivelé à l'Aquitainien, l'anticlinal de Graçay n'en a pas moins connu des manifestations antérieures. Il semble que les prémisses de l'inversion tectonique se soient déclenchées au Crétacé supérieur, lors du retrait de la mer sénonienne.

La pièce à conviction est une curieuse formation qu'il nous faut maintenant étudier.

A 52 La formation à galets de Touraine

J'ai déjà développé longuement ailleurs les arguments qui vont suivre (J. Gras 1959 a) ; leur présentation en sera ici allégée d'autant.

Parmi les silex bruts, à l'écorce blanchâtre, aux apophyses brisées qui abondent sur les plateaux décalcifiés, on rencontre parfois, en contraste absolu, de beaux galets généralement noirs et fort bien arrondis. G. Denizot qui les a signalés dès 1927 a fini par émettre l'hypothèse d'une origine marine pour les plus parfaits d'entre eux (1936), idée reprise avec force par A. Vatan (1938, 1946, 1947 b surtout). Le fait me paraît indiscutable. Il y a une différence fondamentale entre le silex d'une formation continentale, même façonné par une rivière puissante, et un galet marin. Le silex fluvial est toujours irrégulier, informe ; le galet marin, sous l'action combinée de chocs brutaux innombrables et du polissage par le sable a une forme très pure, des flancs concaves ou convexes mais toujours très réguliers.

Or, sur les plateaux tourangeaux, il n'y a pas de silex fluviaux mais, soit des fragments de silex bruts soit au contraire des galets, plus ou moins parfaits, mais l'œil ne peut manquer d'établir toujours la différence, sans ambiguïté. Entre les deux formes, l'opposition est radicale. Au contraire, les galets de silex des plages normandes (Dieppe, Le Tréport...) sont absolument semblables à ceux qui nous préoccupent ici. La ressemblance est telle qu'on pourrait facilement abuser un spécialiste averti. Dans les deux lots, on trouverait les mêmes indices morphométriques, la même croûte noire, les mêmes stigmates.

Comme l'enseigne A. Cailleux (1945-1947....) l'aplatissement, la faible dissymétrie, l'émoussé très fort sont des critères marins dont la réunion sur un même individu doit emporter la conviction. Nul besoin de pratiquer ici des mesures nombreuses sur un lot important. L'unité de la formation à galets tourangelle est évidente ; mieux vaut choisir les individus les plus démonstratifs. La méthode consiste à sélectionner sur le terrain le quart ou le cinquième des galets rencontrés et à comparer les médianes de leurs mensurations (1). On trouve alors, sur la plage du Tréport, chez des galets de 5 à 10 cm, un indice d'émoussé de 0,615 (il oscille entre 0,400 et 0,800), une dissymétrie de 0,54, un aplatissement de 1,66 (de 1,23 à 2). Les galets de Touraine-Berry donnent des valeurs semblables : indice d'émoussé 0,460 (de 0,300 à 0,680), aplatissement 1,88, dissymétrie 0,58. Or, l'émoussé d'un silex fluvial n'atteint presque jamais 0,100.

(1) Rappelons les indices préconisés par A. Cailleux et maintenant classiques. L = longueur, l = largeur, E = épaisseur. Aplatissement : $L+1/2E$ (il semble qu'il serait mieux défini par l/E). Dissymétrie : AC/L (AC est la plus grande longueur d'un galet quand on l'a divisé en deux par l'axe de sa plus grande largeur). Indice d'émoussé : $2r/L$. C'est le rapport du diamètre d'un cercle épousant la plus petite courbure (aspérité la moins émoussée) à la longueur.

De plus, l'aspect même du galet est évocateur. Le plus souvent ils sont noirs ou gris-noirs. Cette coloration n'affecte qu'une pellicule très mince, quelques dixièmes de millimètres le plus souvent, parfois 1 à 2 mm. Elle ne provient pas d'une modification dans la nature de la calcédonite; ce n'est pas une « patine » originelle. Elle paraît due à une oxydation des sels métalliques (fer, manganèse ?) contenus dans la trame siliceuse, et il est probable que les eaux littorales, riches en oxygène, sont favorables à son apparition. En effet, on trouve la même coloration sur les galets normands, non sur tous d'ailleurs, comme en Touraine (cela dépend de la nature du silex), mais sur la plupart (2).

Enfin on remarque très souvent, sur les parties convexes du galet, tout un réseau de petites blessures en arc de cercle semblables à une trace d'ongle. Ces « marques de chocs », bien décrites par A. Vatan (1947 b p. 127) semblent en rapport avec la structure fibreuse de la calcédonite, comme sans doute l'allure conchoïdale des cassures du silex; elles sont parfois si serrées qu'elles dessinent sous la loupe comme un bouquet de boutons de roses. Il faut sans doute des chocs violents pour les provoquer car on n'en rencontre jamais sur les silex fluviaux. Elles sont par contre banales sur les galets de plages normandes. Ajoutons qu'un coup d'œil sur l'objet du litige serait plus convaincant encore que tous ces critères. Certains galets de Touraine (ou d'ailleurs) sont de véritables œufs, un peu aplatis, et quand on les a vus une fois on les reconnaît infailliblement, même quand ils ont été remaniés et dilués dans les alluvions d'une rivière.

Ces galets ne sont pas tous des silex. Quelques-uns sont des chailles, originaires des calcaires jurassiques. La distinction n'est pas toujours facile à faire, surtout entre la chaille rousse et granuleuse et le chert crétacé opaque, rugueux et bistre. Le microscope le peut, mais non toujours (G. Denizot 1939). Il est probable qu'on a exagéré le pourcentage de ces chailles qui décroît très vite vers le nord. Selon J.-C. Yvard, on n'en compterait vers Amboise que 5 à 8 % (3). Leur présence sur les terrains crétacés n'en pose pas moins un problème redoutable. Elles y sont d'ailleurs associées à quelques quartz filoniens, également façonnés en galets, quoique généralement moins réussis (4). Ceux-là viennent évidemment du socle limousin.

Il est nécessaire d'insister sur l'étrange situation de ces galets. Ils sont loin, en effet, de se limiter aux confins tourangeaux-berri-chons. Ils abondent dans le Berry méridional, le Sancerrois, le Sénonais, le bassin du Loing surtout, où ils étaient un des points essentiels de notre démonstration. On en connaît aussi dans l'Eocène inférieur de l'Île-de-France (sables de Sinceny), en Picardie où G. Dollfus (1876) et Ph. Pinchemel (1952-4 p. 82) les ont décrits. Ils n'ont pas de valeur stratigraphique en soi, puisqu'il s'en forme actuellement. Pourtant ils sont surtout connus dans la littérature sous le nom de « formation à chailles roulées », alors que les chailles y sont le plus souvent en minorité et visiblement le côté

(2) Il existe toutefois aussi des silex à patine noire mais originelle et qui épousent des formes très irrégulières. C'est la combinaison des trois critères : forme, couleur, marques de chocs qui assoit le diagnostic.

(3) Renseignement oral.

(4) Voici néanmoins les caractéristiques de l'un d'entre eux, particulièrement remarquable : L = 47 mm; l = 34 mm; E = 22 mm; indice d'é moussé : 0,510; aplatissement = 1,84; dissymétrie = 0,63.

péetrographique du problème a séduit leurs « inventeurs » (P. Jodot, G. Denizot...) au détriment de son aspect morphogénétique. D'où, selon nous, une utilisation tout à fait erronée de leur présence, notamment dans le bassin du Loing.

*
**

Aux limites de la Touraine et du Berry, nos galets se répartissent selon certains secteurs privilégiés : autour de Valençay, vers Varennes, Selles, sur l'« îlot » crétacé de La Grande-Brosse (feuille Blois S.-O.). Surtout, ils jalonnent un extraordinaire alignement fort étroit qui, de Levroux à Savigny-sur-Braye (et peut-être Bonnetable selon G. Lecointre : 1947 p. 113 et C.-P. Nicolesco 1955.67, se suit sur plus de 100 km (figure 15).

Bien décrite pour la première fois par G. Denizot (1927 p. 120 à 132), cette trainée a été considérée par tous comme d'origine fluviale ; son caractère filiforme y invitait. Le problème de sa datation, par contre, souleva de remarquables polémiques au sein de la Société Géologique de France. On en trouvera l'histoire dans l'article cité plus haut (J. Gras 1959 a). Il est impossible ici de donner tous les arguments des auteurs car ils s'appuient pour la plupart sur des faits relevés dans le bassin du Loing et que nous retrouverons en leur temps. Opération critiquable d'ailleurs car une formation continentale discontinue dans l'espace est étudiée selon les méthodes de l'analyse stratigraphique, valables seulement en présence de dépôts marins ou lacustres, continus ou fossilifères.

Quoi qu'il en soit, l'opinion finit par prévaloir d'un âge éocène supérieur pour l'ensemble des formations incriminées encore que le conflit ait pris un tour aigu sur le fait de savoir si l'on devait les dater e^{1-3} puis e^{1-2} (G. Denizot), ou e^{3b} (P. Jodot).

Reste la provenance des galets. P. Jodot s'est refusé jusqu'ici à leur reconnaître une origine autre que fluviale, ou mieux « torrentielle ». On a vu que nous ne pouvions accepter ce point de vue.

Mais peut-on concevoir une transgression éocène jusque dans les pays ligériens ? Après avoir reconnu en collaboration avec A. Cailleux, l'origine marine des galets sénonais (1946), J. Tricart a proposé d'en attribuer la paternité à la mer thanétienne (que tous les ouvrages de stratigraphie arrêtent à 30 km au nord de Paris), laquelle serait venue jusqu'aux sources du Loing. Il est évident que la présence de galets analogues en Touraine et dans le Berry méridional rend cette hypothèse inutile. En réalité, aucune mer n'est acceptable au Nummulitique dans le Bassin de Paris méridional. Elle aurait été en tout cas singulièrement discrète. Seule, la mer stampienne pourrait encore réserver des surprises mais, comme nous le verrons, les galets étaient en place à l'Eocène supérieur.

A. Vatan attribue leur façonnement à la mer crétacée en régression, s'exerçant sur les marges du Massif Central aux dépens des calcaires jurassiques, voire du socle, puis plus tard et plus au

nord, aux dépens du Crétacé supérieur lui-même. Il est impossible qu'il n'ait pas raison. Mais le problème est de savoir où se trouvaient les cordons littoraux ; et, pour en revenir à l'étonnant alignement Levroux-Amboise-Savigny, faut-il en faire un dépôt torrentiel remaniant les débris d'un cordon littoral méridional, ou bien s'agit-il d'un tel cordon, en place depuis la fin du Crétacé ? Cela, A. Vatan (1947 b) et G. Denizot (1939) l'ont expressément nié. C'est pourtant cette thèse que nous allons nous risquer à soutenir.

*
* *

En effet, l'hypothèse fluviale est bien invraisemblable. Les galets sont fort gros. On en voit couramment de 20 cm à la traversée du Cher (Montrichard, La Ronde) ; on en signale de 15 cm vers Amboise, de 12 vers Monthodon, 6 à 8 encore quand la formation disparaît au nord du Loir (G. Denizot 1927 p. 126-30 et 1951). Mieux, j'ai observé à La Ronde (ouest de Saint-Aignan) un bloc de silex blond (40 × 35 cm) assez informe, avec son écorce conservée dans les concavités mais dont les parties bombées, très arrondies, portaient la croûte noire et les marques de chocs révélatrices du martèlement des vagues et des galets. Celui-là ne venait sans doute pas de très loin.

L'idée même de « torrents » part d'une méconnaissance, et des lois de l'hydrologie, et de la paléogéographie ligérienne. Sur cette plaine qu'a évoquée le chapitre A 43, seule « l'érosion en nappe » pourrait rendre compte du transport d'une telle masse de gros cailloux. Mais les reliefs limousins (d'ailleurs bien hypothétiques) sont trop loin, et la traînée n'aurait pas cet aspect filiforme. Non pas que la tectonique et les transports aient été inexistantes à l'Eocène. Les sables kaoliniques de Brenne se sont répandus à travers les plateaux tourangeaux (mais à l'ouest de l'alignement des galets) jusqu'au nord de Tours, ravinant l'argile à silex. Mais il s'agit de matériel fin.

Surtout, ce pseudo-fleuve paraît bizarrement inadapté à la structure. Au cours du Paléogène, puis surtout à partir du Bartonien, la région qu'il traverse a été affectée par des subsidences à peu près continues, s'éteignant ici, se ranimant là. Or, paradoxalement, le cordon de galets semble s'accrocher à une des rares zones à tendance anticlinale, évitant comme par miracle les cuvettes qui l'encadrent pour gagner droit les parages du dôme percheron.

Par ailleurs, l'alignement des galets est sûrement antérieur à l'Eocène supérieur. Beaucoup ont été remaniés dans des formations d'âge très varié, y compris les alluvions du Cher et de la Loire. Chaput par exemple, qui connaissait ceux du Signal de La Ronde, 120 m au-dessus du Cher, en avait fait une haute terrasse, trop heureux de trouver là-haut quelque chose de « roulé » (1917 p. 213). Il faut donc rendre hommage à la rigueur de l'analyse de G. Denizot qui a su rendre l'alignement dans son intégrité.

Au nord de la Loire, par exemple vers Auzouer, on retrouve les galets en abondance dans le falun décalcifié (m³). Mais cette nappe caillouteuse étalée par la mer repose, par place, sur un calcaire lacustre sannoisien (m,,,) qui scelle des sables kaoliniques bartoniens (e²) incrustés dans l'argile à silex. Or des galets se retrouvent aussi dans ces sables (G. Denizot 1927 p. 124-7 et 447-8 ; 1938). De même vers Valençay, si la molasse de Varennes en contient, leur nombre est plus grand sous le lacustre du Riot, (e³) d'où ils se dégagent pour joncher les plateaux crétacés.

Par conséquent, les galets ne sont pas contemporains de la mer des faluns, et on voit sur la figure 15 qu'ils n'ont même pas beaucoup été dispersés par la transgression. Mais il n'y a pas de raison non plus de les dater du Bartonien comme on l'a fait. Les sables kaoliniques aussi, ont pu recouper l'alignement déjà en place.

Les galets ne sont d'ailleurs pas toujours libres. On en trouve beaucoup dans des poudingues extrêmement durs, côte à côte avec des silex bruts en éclats et des quartz. Or, de telles dalles abondent sur les plateaux crétacés; non seulement le « perron » de Touraine et d'Anjou, associé au grès à sables et qu'on date du Bartonien inférieur (e¹), mais aussi les « ladères » chartrains et vendômois, recouverts par place de Lutétien, et qu'on date en général du Sparnacien (e iv). Dans l'ouest de la feuille Valençay (2^e édition 1954) on a noté « e » de telles brèches, éparses sur l'argile à silex, mais e²⁻¹ celles qui renferment quelques galets noirs. C'est attacher une valeur stratigraphique à un simple faciès. J'ai d'ailleurs décrit (article cité) un tel bloc dans lequel un galet déjà brisé était soudé, parmi des cherts et des silex bruts, par un ciment de Crétacé local silicifié, et non par un sable granitique venu du socle. (Voir d'ailleurs A. Vatan 1947, p. 121 et 125.)

Au total, tout semble montrer que l'alignement des galets barre les plateaux crétacés depuis l'aube de l'Eocène. Ses éléments se comportent, vis-à-vis des formations tertiaires, de la même façon qu'un quelconque silex brut local. Je propose de ne voir en eux qu'un simple faciès de « l'argile à silex ».

A 53 L'argile à silex du Bassin de Paris méridional

Nulle formation ne commande d'une façon plus tyrannique la géographie du Bassin de Paris. (voir notre Introduction.) Nulle part elle ne fait peser un handicap plus lourd sur l'économie agraire et les faits de peuplement que dans sa partie méridionale. D'un bout à l'autre de la vaste cuvette sédimentaire elle prend des aspects très variés, si bien que le terme d'« argile à silex » qui la désigne partout en masque la complexité. Le principal inconvénient est que des interprétations nées dans un secteur précis ne sont plus guère valables ailleurs, mais qu'on a tendance malgré tout à les généraliser, d'où une impression d'incertitude et de confusion et le sentiment que la formation reste mal connue.

Rappelons que nous poursuivons en ce moment (chapitres A5) une recherche d'ordre tectonique. Il s'agit, à travers la trainée des galets et l'argile à silex, de saisir les prémisses des mouvements qui édifieront plus tard les reliefs actuels. Mais il est impossible de ne pas s'attarder en passant sur une formation si répandue dans le bassin de la Loire. Notre but sera donc double.

A. 531. — CELLE DONT ON PARLE SOUVENT

L'argile à silex a surtout été étudiée dans la partie nord du Bassin de Paris : Artois, Picardie, Thiérache, Caux... On peut le déplorer, car tout ce domaine a été balayé par les multiples transgressions éogènes de sorte que l'unité et la pureté de l'assise détritique sont bien suspectes.

Par exemple quand Ph. Pinchemel (1952-4) (5) la décrit en Picardie, il est amené à distinguer trois sortes de choses (p. 99). Tout d'abord des traces de la transgression thanétienne (e v) sous forme de sables glauconifères contenant des éclats de silex rouges ou verdis, parfois mêlés d'argile ligniteuse (p. 93); le conglomérat est mince et ses débris se retrouvent à peu près partout dans le nord du Bassin de Paris; il prouve que la libération des silex de leur gangue de craie avait largement débuté à l'aube du Tertiaire. Par ailleurs, hors des morsures de l'érosion néogène, la craie porte des traces de dissolution karstique, dont les formes, parfois vigoureuses (bonshommes de craie...) sont moulées par une mince couche d'argile noirâtre contenant des silex intacts et teintée par le manganèse et certainement aussi par des matières organiques; le sable thanétien la respecte ce qui est une preuve supplémentaire de l'ancienneté des altérations.

(5) Voir aussi Ph. Pinchemel, 1956a et A. Bonte, 1955.

Mais rien de tout cela n'a d'importance géographique. Ce qui compte, c'est une épaisse couche argileuse généralement rougeâtre, chargée de silex éclatés, parfois proches de l'état brut, parfois légèrement émoussés et accompagnés dans ce cas de débris de grès ou de meulière éocènes; l'auteur l'appelle, selon les cas, argile rouge à silex ou bief à silex. On la trouve aux deux ailes de la plaine picarde, épaisse de 6 à 8 mètres en moyenne, accrochée aux flancs du Bray et du Boulonnais; toutefois la dépression centrale, Vimeu et bassin de l'Authie mis à part, en est privée. Or la craie campanienne y est conservée tandis qu'elle manque sur les bombements voisins. D'où l'idée que sa destruction sur les zones anticlinales a libéré les silex qui les tapissent actuellement. Par contre, Ph. Pinchemel se refuse à croire que l'argile qui leur sert de gangue puisse être le résidu de l'altération d'une roche aussi pure que la craie campanienne.

La formation, qui est le plus souvent un « bief à silex » et peut s'épaissir jusqu'à 30 mètres au hasard de poches karstiques ou à la tête de vallons anciens, est à ses yeux le produit du remaniement d'argiles marines et lagunaires sparnaciennes (e iv), brassées au cours de l'Eogène par sheet-flood et solifluction avec des silex libres et des débris de formations éocènes; une légère surrection des anticlinaux déjà sensible au début du Tertiaire aurait suffi à créer les pentes nécessaires aux écoulements (6). Les arguments fournis par l'auteur paraissent vraisemblables. Ils montrent du même coup qu'il ne faut pas confondre la libération des silex par décalcification, phénomène infra-tertiaire sinon fini-crétacé, avec la constitution du bief qui est postérieure.

Ph. Pinchemel cite également, croquis à l'appui (p. 109) la vieille étude de Parent sur l'argile à silex du Caux. Là encore s'opposent la mince argile de décalcification à silex entiers, adhérente à la craie, et la masse épaisse et rougeâtre à silex brisés qui ravine des lambeaux de sables tertiaires en place. Dans cette dernière, une apparence de stratification, des lentilles graveleuses intercalées dans le bief, prouvent d'importants remaniements par érosion en nappe.

De son côté M. Cholley (1956 b) a décrit entre Seine et Eure, au sud de Rouen, une poche profonde, vallée pré-tertiaire ou forme karstique, garnie de formations éogènes, sables stampiens compris, apparemment stratifiées, et sur les parois de laquelle l'argile à silex semble avoir flué à partir de la nappe du plateau. L'ensemble donne bien l'impression que la formation de l'argile à silex (ses débuts tout au moins) est antérieure au commencement de l'Eocène. Mais il est évident que celle du plateau est un « bief » qui a connu de nombreux remaniements dont le dernier et le plus important paraît être le brassage avec des sables stampiens, et sans doute avec

(6) A notre avis, c'est la partie faible de l'argumentation. On ne nous dit pas quelles étaient ces pentes ni quel fut exactement le mécanisme de cette « solifluction ». Le brassage paraît si intime et l'appauvrissement en argile parfois si poussé qu'on peut douter de leur attribution aux pauvres mécanismes morphogénétiques éocènes (continentaux tout au moins).

du sable granitique miocène. Ainsi a été assuré le parfait nivellement de la région par une surface qui s'apparente évidemment à l'« aquitanienne » telle qu'elle a été définie dans la Région parisienne et qui se raccorde aisément à l'admirable plateforme encadrant Dreux (7).

Précisément, les travaux de la grande route d'Alençon ont permis pendant quelques mois de 1960 d'examiner la « structure » de la surface au voisinage de cette dernière ville. La craie blanche, coupée de lits horizontaux de gros silex noirs apparaît surmontée d'une couche d'argile à silex rouge-brun, d'épaisseur inégale, elle-même ravinée par un limon argileux brunâtre. L'argile forme dans la craie des poches qui ont couramment 10 mètres de profondeur, mais l'épaisseur moyenne est moindre. La masse est très chargée de silex un peu plus variés que ceux du substratum. Les restes de Spongiaires y sont très nombreux. La gangue est une argile assez abondante, que la forte proportion d'hydroxydes de fer rend peu plastique au toucher mais qui coule onctueuse au lavage (8). Elle laisse après passage à l'acide bouillant un résidu de sable quartzeux fin, bien émoussé, visiblement stampien, même quand le prélèvement a été fait à 7 ou 8 mètres de profondeur. D'ailleurs des fragments de grès tendre composé du même sable se retrouvent parmi les silex. Le limon, dont le contact avec l'argile implique par ses festons l'intervention du gel profond quaternaire, offre lui aussi une proportion encore plus forte des mêmes sables stampiens et il est peu douteux que le phénomène périglaciaire a contribué à parfaire l'horizontalité impeccable d'une plate-forme déjà très régulière.

Par conséquent, sur les confins de la Région Parisienne et de l'Ouest, comme vraisemblablement dans le Caux, ce qu'on appelle argile à silex est en réalité un dépôt de pénéplaine dont la structure actuelle est l'œuvre du grand aplanissement aquitanien (post-stampien), légèrement retouché au Quaternaire. On peut soupçonner de même que le brassage décrit par Ph. Pinchemel sur les flancs du Bray date de la même époque plutôt que de l'Eocène (9).

Quoi qu'il en soit, il serait dangereux d'inférer de ces aspects que l'argile à silex est partout le produit du mélange de formations tertiaires avec les résidus de la décalcification de la craie, et que partout sa mise en place s'est faite à la fin de l'Eogène.

Vers l'Ouest du Bassin de Paris, la formation s'épaissit considérablement. On lui accorde toujours 20 à 30 mètres (R. Abrard 1950 p. 250). Sa puissance paraît croître au fur et à mesure qu'elle repose sur des horizons de plus en plus profonds du Crétacé. Vers Mortagne elle coiffe même le Cénomaniens. Il est donc probable qu'elle résulte d'une décalcification de plus en plus poussée et que des étages entiers ont disparu pour lui céder la place. En surface elle rappelle beaucoup celle de Dreux, brun-rouge, compacte,

(7) C'est elle encore qui nivèlerait le Pays d'Auge, et non l'Eogène, car une dalle silicieuse à silex brisés y recouvre un bief à silex, lui-même superposé à des traces de sable stampien reposant à leur tour sur une craie plus ou moins décalcifiée (voir A. Journaux, 1954-6, p. 182, note 83).

(8) G. Denizot (1927, p. 56) croit à la présence d'argile sparnacienne sur ce plateau. L'argile à silex locale serait donc du type « picard ».

(9) Sans parler des multiples complications de détail dues aux actions périglaciaires, puisqu'une carrière s'ouvre pratiquement toujours sur un versant.

avec des silex brisés parfois un peu roulés. R. Abrard précise qu'au sud de l'Huisne elle se charge de sables, peut-être éocènes (grès à sabals), peut-être sénoniens. Il est donc probable que les aplanissements tertiaires ont provoqué en surface les mêmes remaniements que plus à l'est. Mais cela n'implique rien quant à l'origine de la partie profonde, évidemment antérieure à toutes ces vicissitudes (voir en ce sens G. Denizot 1927 p. 53). D'ailleurs aucune formation marine argileuse éocène ne s'est étalée dans ces contrées. La substance de l'argile à silex doit donc avoir une origine locale et ne peut dériver que de la fraction « insoluble » du Crétacé.

De son côté, J. Tricart décrit (1948-9 p. 88-92) l'argile à silex de Thiérache et de la Forêt d'Othe. En Thiérache, il s'appuie sur Gosselet pour affirmer sa croyance en l'âge infra-tertiaire de la décalcification et Ph. Pinchemel (1952-4 p. 94) critique les deux auteurs qu'il accuse d'avoir confondu le conglomérat transgressif thanétien (e v) avec la seule argile à silex digne de ce nom, c'est-à-dire le bief éogène. Pourtant J. Tricart a reconnu dans l'Othe une nappe régulière de 25 mètres de puissance reposant sur le Turonien et coiffée de formations discontinues, à vrai dire délicates à déterminer, peut-être sparnaciennes peut-être stampiennes selon les cas, de toute façon tertiaires. Des remaniements superficiels, qu'il croit pliocènes, ont rubéfié l'argile devenue plus sèche au toucher, moins onctueuse. Mais là encore, il est douteux qu'en profondeur on ait autre chose qu'un faciès de décalcification du Sénonien en place, lequel a été presque entièrement « digéré ».

D'ailleurs G. Denizot (1927 p. 49) a fourni à cet égard des faits péremptoires. Il montre dans le Chartrain le contact franc et irrégulier de l'argile avec la craie dont les cordons de gros silex subsistent à la traversée de poches profondes de décalcification un tassement qui ne réussit pas à masquer la continuité stratigraphique.

On sait que les auteurs ont longtemps hésité quant à l'origine de l'argile à silex (10). On l'attribuait à des irrptions hydrothermales acides, liées à un réseau de failles; on pensait aussi que les sables granitiques de type Sologne avaient suivi la même voie, de sorte que s'était un moment affirmée une fâcheuse tendance à dater le tout du Miocène, sables de Fontainebleau, meulière de Beauce et faluns compris. Depuis Gosselet (1879) Dollfus (1876 et 1891) et surtout Van Den Bröeck (1881) on ne doute plus de l'action des « eaux météoriques » dans la décalcification de la craie, et en général les géologues pensent que le phénomène a débuté dès l'émergence et se continue de nos jours. Personne ne nie que la libération des silex soit un phénomène chimique et subaérien. Mais la contestation porte, on l'a vu, un peu sur l'âge et surtout sur les remaniements possibles subis par la formation au cours du Tertiaire.

Si l'argile à silex tire son origine d'une altération in situ de la craie ayant débuté à l'infra-Tertiaire sinon à la fin du Crétacé, on est bien obligé de dire que la formation authentique est celle qu'on

(10) Voir dans G. Denizot (1927, p. 37-41) un excellent historique de la question.

trouve en place et qui n'a jamais subi de transport ni de brassage important. Ce qu'on trouve au nord de Paris, vers Dreux, dans le Caux, ce que Ph. Pinchemel nous décrit en Picardie, encore qu'il s'agisse à la lettre d'une argile à silex, est autre chose; on peut lui conserver le nom de bief à silex si l'on veut. Mais puisque le terme d'« argile à silex » a pour lui l'antériorité et qu'il s'est chargé plus ou moins intuitivement d'un sens stratigraphique, on doit le réserver aux extensions sur lesquelles ne pèse pas le handicap des transgressions tertiaires (11). C'est donc sur la partie méridionale du Bassin de Paris qu'il faut d'abord faire porter l'étude.

A. 532. — L' « ARGILE SILICEUSE A CHERTS »
DU BERRY SEPTENTRIONAL

Peu d'auteurs s'en sont occupés. A. de Grossouvre, au début de ce siècle, s'est beaucoup intéressé aux formations siliceuses, grès, poudingues, qui courent souvent la masse détritique. Partant des grès à sabals d'Anjou, consolidés au Lutétien supérieur ou au Bartonien, il a généralisé cette datation à toutes les croûtes berri-chonnes, tourangelles et gâtinaises. De plus et surtout, il attribuait à la décomposition d'une partie de ces poudingues la genèse de l'argile à silex. C'était presque sûrement retourner l'ordre naturel des choses (voir notamment 1912-13 p. 36).

G. Denizot (1927 p. 47 à 54) a évidemment traité de la première des « formations continentales » tertiaires, quoique assez brièvement. Il oppose très clairement le « résidu à silex » forme en place par décalcification de la craie et dans lequel la pseudo-stratification des cordons de silex est parfois encore perceptible, et l'« argile à silex remaniée » superficielle qu'il assimile au bief à silex du nord de la France. Son principal apport est une remarque de poids : la formation est d'épaisseur inégale mais toujours relativement faible quand elle supporte une assise tertiaire continentale ou marine. Elle ne s'épaissit vraiment (Perche, Sancerrois) qu'à la périphérie de ces dépôts. Il en tire la conclusion que la décalcification s'est poursuivie tout du long du Tertiaire et notamment au cours de sa deuxième partie puisque sous le calcaire de Beauce l'altération est faible. Ph. Pinchemel s'est élevé contre cette opinion (1952-4 p. 110). Il se demande si le fait que l'argile à silex s'amin-cisse en passant sous un dépôt éocène ne prouve pas, comme en Picardie, que c'est la destruction de ce dernier et son mélange avec les silex qui a donné naissance à l'assise décalcifiée. Critique irrecevable, puisqu'il s'agit presque toujours d'un Eocène lacustre calcaire, et non d'argile, et qu'au demeurant les rivages du lac peuvent être souvent reconstitués avec précision. Mais il a raison de dire que l'incrustation d'un dépôt lacustre au sein d'une masse épaisse d'argile à silex qui parfois le domine légèrement, impliquerait, dans l'hypothèse d'une décalcification tardive, la persistance de forts

(11) Peut-être ferait-on mieux de parler de craie (ou de Crétacé) décalcifiée.

pointements crayeux non altérés à la périphérie du lac éocène ce qui est bien invraisemblable. En fait la remarque de G. Denizot doit pouvoir s'expliquer autrement, comme on le verra plus loin.

La description la plus précise des faciès méridionaux de l'argile à silex (« argile siliceuse à cherts ») se trouve dans l'imposant traité de L. Cayeux (1929 p. 399-410) relatif aux *roches siliceuses de France*. Mais à cette époque on ne disposait pas des procédés modernes d'analyse des argiles. Plutôt que de résumer ici la thèse de L. Cayeux, on l'intégrera à l'exposé de nos observations personnelles.

*
* *

Celles-ci porteront surtout sur le massif sancerrois. Mais partout dans le sud du Bassin de Paris, domaine ligérien, bassin du Loing... prédomine un même faciès dont L. Cayeux avait déjà noté l'originalité. Ailleurs on le sait, l'argile à silex est colorée, grise, souvent rouge, parfois noire. Ici elle est claire ou ocrée mais d'autant plus blanche qu'on la saisit en profondeur, loin des surfaces d'aplanissement éogènes. Et déjà, pour L. Cayeux, ceci est un caractère normal, plus facilement explicable que la teinte rougeâtre ou sombre des faciès nordiques ; le lessivage en effet, poussé jusqu'à ses dernières conséquences, doit avoir éliminé aussi bien le fer et le manganèse que le calcaire. Par ailleurs les « silex » y sont très différents du type picard ; ce sont de grosses dalles ou des plaquettes assez informes, toujours anguleuses, ou des rognons volumineux sans les apophyses branchues du vrai silex ; la matière en est blanche, souvent un peu granuleuse et ne peut mieux être comparée qu'à la faïence ou à la porcelaine. Pour L. Cayeux ce sont des « cherts » et ils forment en Sancerrois la grosse majorité des éléments siliceux, encore qu'on en puisse trouver d'autres, d'aspect plus classique.

Quand un front de taille entame la masse sur une certaine épaisseur (parfois plus de 10 m) elle apparaît comme un énorme gâteau très homogène où les cherts de toute taille constituent l'essentiel du volume, tandis que la gangue argilo-siliceuse qui comble les vides ne représente sans doute jamais 10 % de la masse totale. Il est impossible d'en donner un pourcentage précis car il faudrait peser des blocs de 150 kg ; en outre toute une pierraille anguleuse d'éclats de cherts intervient dans cette matrice et on peut douter souvent que dans cette « argile à silex », la fraction inférieure à 0,3 mm par exemple représente plus de 5 % du poids total. Souvent des infiltrations ferrugineuses salissent la paroi des carrières qui hors de leur portée reste très claire, presque blanche. D'ailleurs un léger passage à l'acide bouillant suffit à restituer la pureté initiale des éléments meubles ternis.

Les prélèvements ont été effectués à Argent (carrière à l'est du bourg et versant de la Sauldre à l'amont), à Ennordres (versant gauche de la Pte Sauldre), à La Borne (près d'Henrichemont), au sommet de la côte d'Humbligny par 430 m (tranchée de route), entre Villegenon et La Chapelle (2 grandes carrières), à l'est de

Bourges dans les dépôts crétacés résiduels de La Champagne Berri-chonne (voir chapitre C 34); d'autres proviennent du Blésôis (Couddes) ou de Puisaye (St Fargeau sur Loing, Treigny...) etc... (12). Leur nombre permet de nuancer l'analyse non sans profit pour nos recherches d'ordre tectonique qui restent le but principal de cette étude.

Les parties meubles qui servent de matrice aux gros cherts sont bourrées d'éclats siliceux de sorte qu'il est impossible d'en pétrir le moindre fragment. Pourtant elles laissent aux doigts une trace blanche telle que le ferait une craie tendre, et l'eau de lavage coule laiteuse. La proportion d'argile n'est donc pas négligeable. Cette argile est de la kaolinite pure; l'analyse thermique est formelle, décelant tout juste des traces ferrugineuses (goethite) qui sont dues aux infiltrations décrites plus haut. Examinée en lumière polarisée (frottis) ou sous la binoculaire, délayée dans l'eau, elle se montre en général riche en poudre quartzeuse et en sablon, voire en sable (de quelques microns à 0,9 mm suivant les lieux). Souvent cette poudre s'est agglutinée pour donner un pseudo-quartz détritique qui se pulvérise par simple pression de l'aiguille. En outre, des boulettes anguleuses, voire des lamelles (jusqu'à 2 mm) d'une matière blanche et solide se révèlent constituées de sablon et d'argile ayant subi un début de consolidation par la silice. Il est probable que le gel profond quaternaire et les tassements consécutifs à la décalcification ont brisé beaucoup de ces éléments siliceux parmi lesquels se glissent sans doute de simples éclats de cherts. Mais on n'échappe pas à l'idée qu'une silicification peu poussée a affecté la masse argilo-sableuse d'une façon fort diffuse alors que l'altération des assises crétacées était déjà en cours ou même achevée.

Les cherts peuvent-ils donner une idée du milieu dans lequel ils sont nés? Cela dépend de la conception qu'on se fait de leur genèse. Ou bien la silice s'est concentrée en un point en même temps que se déposaient autour les vases crayeuses et dans ce cas il n'y a rien de commun entre la substance du noyau et celle de sa gangue calcaire; ou bien le « silex » a mûri progressivement au sein d'un sédiment en voie de consolidation et dans ce cas des fragments de ce dernier peuvent avoir survécu entre les mailles de la silice.

Traitant du silex franc, L. Cayeux écrit que les deux modes ont dû jouer. Les silex à accroissement endogène paraissent impliquer une préformation du rognon qui n'a pu s'accroître que vers l'intérieur; les silex zonés, ceux qui englobent encore des débris crayeux incomplètement silicifiés, les épaisses « patines » témoins

(12) Les analyses ont été effectuées à l'Institut de Géologie de la Faculté des Sciences de Rennes que dirige Y. Milon. Elles ont porté sur l'argile de la gangue (travaux exécutés au Laboratoire des Argiles par Mlle Choux), et sur les cherts dont les plaques minces m'ont été longuement commentées par Mlle S. Durand, chef de travaux, docteur es-sciences. Que tous veuillent bien trouver ici l'expression de ma reconnaissance.

d'expansion exogène ressortiraient au deuxième type (13). Or certains de nos cherts sancerrois présentent des empreintes de coquilles, telle cette plaquette « porcelaine » qui porte un très beau moulage interne d'Inocérame. Il est difficile de ne pas croire qu'il s'agit dans ce cas de la silicification d'une matière originellement plastique, d'une vase encore molle. De plus cette roche présente une assez grande finesse de grain ; c'est la preuve pour Y. Milon qu'elle dérive d'un calcaire fin.

En plaque mince la roche se montre constituée d'un fond de quartz microcristallin ce qui, pour A. Carozzi (1953 p. 151-7) caractérise précisément le chert, tandis que le silex franc est beaucoup plus riche en calcédonite. On y trouve en abondance des spicules de Spongiaires, des débris d'Algues silicifiées, des Foraminifères, et même des Diatomées. En particulier les spicules sont parfois si denses qu'on approche du type Spongolithe, mais le cas est assez rare. La couleur blanche est due, toujours selon A. Carozzi (p. 153), à une trame argileuse emprisonnée lors de la silicification ainsi qu'à des vides microscopiques ; peut-être aussi faut-il faire intervenir des particules calcaires moins silicifiées (les pétrographes parlent alors de « porcelanites »). Il est vrai que dans nos dalles blanches sancerroises (cherts-lités), on voit s'individualiser des plages plus vitreuses, plus grises, où la silicification paraît plus poussée.

Comparons-les à une craie silicifiée de Touraine (Monnaie) (14). La roche est blanche, à grain fin. En plaque mince, elle montre un fond de quartz microcristallin dans lequel s'individualisent, diffus ou en amas, des globules d'opale. Toute trace de calcaire a disparu. De son côté L. Cayeux a décrit une craie de Chenonceaux riche en spicules et en globules mais qui restait encore pour l'essentiel une roche carbonatée. Il existe donc toutes les transitions possibles entre la craie saine et la dalle siliceuse (chert-porcelaine, « porcelanite ») du Sancerrois.

Observons enfin que lorsque le chert prend un aspect arrondi qui l'apparente au silex, il peut comporter un noyau de silice translucide et une grosse écorce spongieuse, criblée de vides. Dans ce cas l'opale globulaire constitue l'essentiel de cette partie corticale avec souvent un début d'évolution en quartz au cœur de chaque globule, tandis que le centre du rognon est fait de quartz microcristallin. Les spicules, présents partout, existent surtout à la périphérie. En même temps, et c'est la remarque fondamentale, on voit apparaître dans cette écorce des quartz détritiques avec traces d'émoussé, si abondants que le chert dégénère parfois en grès.

Il résulte de l'ensemble de ces observations que le dépôt sénien du Sancerrois (ou de Puisaye, de Touraine...) a été originelle-

(13) Le phénomène étant toujours contemporain de la sédimentation comme l'a démontré L. Cayeux.

(14) Collection de l'Institut de Géologie de Rennes. La silification de la craie est généralement attribuée en Touraine au phénomène sidérolithique ; mais on n'a pas de preuve qu'il ne soit pas plus ancien.

ment calcaire (Inocérames, Foraminifères) et qu'il a subi une large silicification au cours même du dépôt (15). Ce phénomène a affecté des zones privilégiées riches en organismes siliceux, un peu à la manière des lits de rognon de silex de la craie. Il est extrêmement rare qu'on trouve en effet dans la matière pulvérulente enrobant les cherts de l'argile à silex actuelle des traces de spicules ou des globules d'opale (16). Il y a donc eu des horizons propices à la silicification (17) intercalés entre des bandes crayeuses dont nous ignorons l'épaisseur. Mais cette craie était impure. Elle contenait beaucoup d'éléments détritiques, sablon, sable, argile kaolinique qui impliquent la présence d'un socle cristallin émergé à une certaine distance.

Autrement dit tous les faciès étudiés sont littoraux. La décalcification a affecté le tout, libérant les cherts, le sable, l'argile. On a vu que des phénomènes de silicification ultérieure, très modérés, ont marqué celle-ci.

A 533. — GENÈSE DE L'ARGILE A SILEX ET TECTONIQUE FINI-CRÉTACÉE

Nous touchons maintenant au problème capital. Quelle est l'importance du tassement provoqué par la décalcification, ou si l'on veut, quelle était la proportion des éléments insolubles dans le Crétacé supérieur? Il est impossible de répondre avec précision.

Toutefois on peut remarquer que les éléments détritiques deviennent de plus en plus grossiers au fur et à mesure qu'on avance vers le sud. L'argile d'Ennordres ne contient, outre les particules consolidées, qu'un sablon très fin, simple poudre quartzeuse d'ailleurs peu abondante; celle de Villegenon est beaucoup plus riche en petits quartz limpides (jusqu'à 150 microns); celle de La Motte d'Humbigny par contre fournit un sable assez abondant dont la plupart des grains sont inférieurs à 0,3 mm, mais peuvent atteindre 0,7 mm; à ces dimensions les traces d'émoussé font leur apparition, rarement très réussies.

L'argile d'Ennordres a été prélevée presque à l'altitude du thalweg de la Pte Sauldre, soit à une forte profondeur au sein du manteau de l'argile à silex (au moins 30 mètres). Celle d'Argent provient au contraire du sommet du plateau, c'est-à-dire d'un niveau supérieur du Sénonien local (Santonien C7b selon R. Abrard 1950, p. 375). Or si la première contient très peu de sable, la seconde en est beaucoup plus riche. Près des limites occidentales de l'extension beauceronne, un

(15) La genèse de beaucoup d'accidents chertueux par diagénèse, pendant et après la compaction du dépôt initial est de plus en plus admise par les pétrographes. (A. Carozzi, p. 150.) Dans ce cas, la roche a été simplement consolidée par de la silice, et si les phénomènes d'épigénie ont été poussés dans une grande partie des nodules jusqu'à disparition entière de la structure primaire, il reste, notamment à la périphérie, bien des témoins du milieu originel. C'est à cette conclusion que tend la présente analyse.

(16) Toutefois on trouve localement dans l'assise décalcifiée des poches de spicules, globules d'opale, baignant dans l'argile kaolinique. On les a exploitées pour la faïence : Géhée, Baudres, Gien, Langeais, Vierzon...

(17) L. Cayeux pensait que les spicules avaient fourni la silice nécessaire. Il est beaucoup plus probable qu'ils auraient été insuffisants et que leur présence traduit des ruptures d'équilibre dans les conditions de la sédimentation, avec irruption temporaire d'eaux douces amenant la silice. Spongiaires et silex ont une cause commune, mais les uns ne dérivent pas des autres.

vallon, entre Oisly et Couddes, permet de voir le contact du lacustre sur le Crétacé local décalcifié. Il s'agit d'un sable très légèrement consolidé, enrobant des cherts très poreux, et imprégné d'argile blanche (kaolinite probable); 37 % de sa masse sont formés d'éléments inférieurs à 40 microns, et pourtant certains grains atteignent 1 mm avec des traces d'émoussé évidentes (type « subanguleux »); or il s'agit de l'altération d'un niveau santонien très supérieur, sinon campanien inférieur (18).

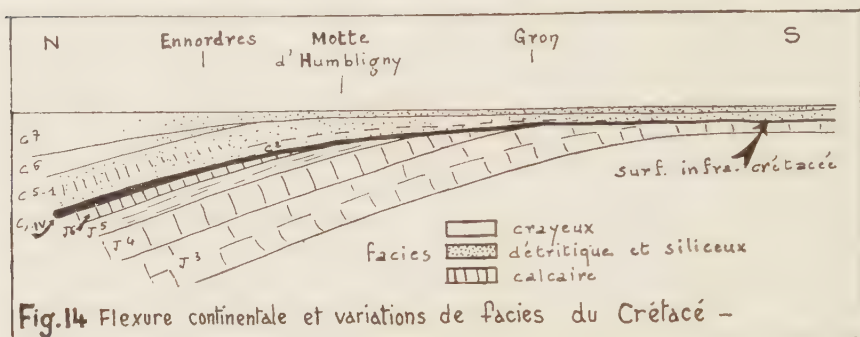
Les cherts sont également significatifs. Les grosses dalles-porce-laine du Sancerrois contiennent parfois de petits nids de sablon fin qui paraissent avoir résisté à la silicification; sans doute existaient-ils ainsi dans la craie; mais les quartz clastiques volumineux sont très rares dans la pâte siliceuse. Au contraire les cherts noduleux, de plus en plus abondants vers le sud enveloppent leur noyau de silice fine d'une grosse écorce rugueuse dans laquelle apparaissent parmi les spicules, des grains détritiques avec traces d'émoussé. Il arrive ainsi que tel « silex » s'enrobe d'une véritable couche de grès qui passe en transition insensible à la pâte fine du cœur, tandis qu'un liséré de teinte uniforme enveloppe le tout. Le grès n'est donc pas un ciment déposé après coup; il révèle la nature détritique du milieu ambiant qui était une véritable gaize sableuse et non plus une craie. De même, les cherts de Couddes, signalés plus haut, sont imprégnés des éléments du sable qui les enveloppe. Quant à la Puisaye, elle offre exactement le même type de progression: abondante argile kaolinique de St Fargeau, privée de quartz clastiques et baignant de gros cherts grisardoise; silex à écorce gréseuse de Treigny.

A la suite de ces trois types de remarques, on est en droit de dire que la sédimentation sénonienne a pris un caractère d'autant plus détritique et grossier qu'elle a progressé vers le sud, c'est-à-dire vers le rivage. La craie impure du nord est devenue gaize sableuse en prenant un faciès littoral. La présence d'un socle cristallin émergé à l'emplacement du Massif Central est prouvée par l'abondance des quartz détritiques et surtout par celle de la kaolinite dans le milieu marin. Bien qu'en désaccord sur beaucoup de points, tous les spécialistes des argiles se rencontrent pour dire que la kaolinite ne peut pas s'être « néo-formée » au sein du dépôt, aussi bien A. Rivière (1954) que G. Millot (1957). C'est sur la genèse des autres types d'argile marine que porte la contestation. Pour A. Rivière, les minéraux argileux sédimentés le long d'un littoral sont venus tels quels du continent (19). En outre, on a vu que le

(18) Quant au sable du sommet des buttes crétacées de Gron, à l'est de Bourges (voir chapitre C34) il atteint 0,9 mm, mais son cas est plus suspect car des remaniements de sable céno-manien ne sont pas impossibles. C'est là aussi qu'on trouve les plus beaux cherts à enveloppe gréseuse.

(19) Une grave objection toutefois. Les plateaux crétacés étudiés ont été partiellement recouverts au Miocène d'une nappe de sables feldspathiques. La kaolinite de l'argile à silex ne pourrait-elle résulter d'infiltrations postérieures, en provenance de sables de Sologne décomposés? C'est fort peu probable. On voit mal cette argile pénétrer sur plus de trente mètres une galette fort dense de silex qu'elle aurait vite imperméabilisée en surface. En outre, on verra plus loin qu'on a de bonnes raisons de croire que le Sancerrois a été épargné par le flot solognot même à Ennordres. Le départ de l'argile aurait dû laisser sur le plateau un abondant résidu de sables miocènes grossiers, avec quartz filoniens de 2 cm., ce qu'on ne trouve pas précisément à Villegenon, à la Motte d'Humbligny... On pourrait penser aussi que la montmorillonite qui selon G. Millot imprègne beaucoup de craies (1957) aurait pu évoluer en kaolinite lors de la décalcification. Le fait en tout cas ne changerait rien à la démonstration.

caractère détritique s'accuse en même temps qu'on s'élève dans l'échelle stratigraphique, c'est-à-dire qu'on approche de l'émersion définitive.



Qu'on veuille bien maintenant se reporter à la figure 14. On voit qu'à peu près à l'emplacement de la côte sancerroise existe un lieu privilégié où les dépôts crétacés subissent une modification. La surface intra-crétacée y tranche brusquement plusieurs étages jurassiques (j^6 à j^4) pour respecter ensuite longuement le Rauracien (j^3). Nous sommes à l'emplacement de la flexure continentale (au sens de J. Boucart, 1938) qui semble avoir longtemps servi de rivage au début de la transgression. Même le Cénomanien se transforme à son passage et les silex de la craie glauconieuse y ont un aspect tourmenté qui révèle le milieu ingrat dans lequel ils se sont formés. On voit aussi que le Turonien, surtout supérieur, est régressif et que le Sénonien seul a pris une offensive hardie en direction du sud telle qu'elle lui a permis d'amener ses silex sur les plateaux calcaires jurassiques cernant le Morvan et même au-delà. A la façon dont les débris décalcifiés du Sénonien chevauchent les étages de plus en plus profonds du Crétacé (Cénomanien dès Sury-ès-Bois dans le bassin de la Grande Sauldre) on peut même parler de véritable discordance infra-sénonienne.

Tout se passe donc comme si la flexure infra-crétacée avait continué à séparer de la mer libre une plate-forme continentale recouverte seulement par une pellicule d'eaux transgressives, parfois même exondée. On ignore tout en effet des palpitations de la mer sénonienne puisque ses dépôts sont entièrement altérés. Les poches d'argile kaolinique à spicules qu'on rencontre parfois autour de Vierzon, Gien, Valençay..., pourraient être dues à un début de prénomène karstique lors d'une courte phase continentale, avec concentration des débris de Spongiaires et des produits détritiques épars sur la plate-forme abandonnée, par une érosion en nappe ou par le jeu des courants lors d'un retour offensif de la mer.

Il en résulte que la proportion de l'élément calcaire a dû diminuer considérablement au sein des dépôts les plus méridionaux et les plus tardifs; de plus, les phénomènes de silicification de la

craie ont été plus fréquents sur la plate-forme continentale parce que la lame d'eau y était plus mince, que les invasions d'eau douce véhiculant la silice y étaient plus fréquentes et que l'abondance des matières organiques (Spongiaires, Diatomées...) abaissant le pH favorisait la floculation de la silice (A. Carozzi 1953 p. 148 et 150). Nous reviendrons sur ce point, (chap. D 525.)

Ainsi, dans ces zones aventurées de la transgression sénonienne, le dépôt devait être surtout constitué de craie silicifiée, de cherts noduleux, de sable et d'argile, de sorte que la décalcification n'a pas dû provoquer un gros tassement. D'une manière générale nous pensons que là où régnait une tendance à la subsidence (Région Parisienne, Champagne, Picardie centrale), la craie déposée était pure, au point d'être parfois privée de silex. Au contraire, partout où une tendance à l'émergence se faisait sentir, le sédiment devenait plus siliceux, plus riche en produits détritiques insolubles; et ceci, non seulement sur la plate-forme littorale, mais partout où un axe anticlinal précoce se dessinait.

Ph. Pinchemel (p. 102) cite les calculs de ceux (Lasne, Thoulet...) qui d'après la roche saine d'Étretat ont conclu à la dissolution de 50 mètres de craie pour chaque mètre d'argile à silex résiduelle. D'où son refus de faire de la formation picarde un simple résidu de décalcification en place. On peut se demander si les auteurs qui parlent de 400 mètres de craie dissoute ont bien mesuré les conséquences paléogéographiques et tectoniques de leur affirmation. Il semble plus légitime de croire que la roche mère de l'argile à silex différerait beaucoup de celle qui n'a pas été altérée.

L'émergence devenue définitive, les régions où la tendance anticlinale s'est maintenue se sont altérées les premières. Les fortes épaisseurs d'argile à silex s'expliquent donc par une double cause, mais en réalité toujours par la tectonique : les zones à mouvement positif précoce ont connu une sédimentation sans doute moins puissante que les régions voisines, mais beaucoup plus riche en produits détritiques et en concrétions siliceuses; après quoi, elles ont été plus profondément pénétrées par la dissolution que les autres (mais sans forte réduction de volume), d'où leur puissant manteau d'altération.

Comment a procédé celle-ci? On met en cause habituellement l'action des eaux météoriques acides. B. Brajnikov (1937) croit à la nécessité d'un tapis arénacé tertiaire ou quaternaire (!) qui ait pu servir de filtre aux eaux de percolation. Ph. Pinchemel a montré en quoi l'affirmation était, pour la Picardie, sujette à caution; pour la partie méridionale du Bassin de Paris, elle devient contre-vérité flagrante. J. Tricart parle de karst sénile; surtout il assimile l'argile à silex à un ancien sol forestier tropical (1948-9 p. 89). C'est très probablement la clef du problème.

On ne peut parler de climat humide et chaud sans évoquer aussitôt un paysage végétal; il n'y a pas d'érosion chimique s'exerçant dans l'abstrait. Les acides organiques participent puissamment au

lessivage du sol dont les éléments « solubles » filtrent (20) vers les bassins de sédimentation, tandis que les autres demeurent prisonniers des griffes de la végétation. On a reconnu la lumineuse théorie d'H. Erhart (1956).

Que voyons-nous au Crétacé supérieur? La « phase migratrice » de la pédogénèse va se sédimenter dans une mer peu profonde sous forme essentiellement de carbonate de calcium et de silice (peu importe ici le rôle des organismes fixateurs) (21); reste la « phase résiduelle », sables quartzeux, argile... qui demeure prisonnière du continent. Le calcaire peut provenir de deux sources; soit de formations sédimentaires, et on évoquera par exemple les larges extensions jurassiques ayant couvert une grande partie du Massif Central et dont la disparition peut s'être amorcée dès le Crétacé; soit d'un socle cristallin dont les feldspaths calco-sodiques constituent la source initiale et principale des calcaires sédimentaires. La présence de kaolinite (et de sable) dans les faciès littoraux du Sénonien prouve que le socle affleurerait effectivement à cette époque. Elle prouve aussi, selon H. Erhart, que la végétation retenait mal la fraction fine de la « phase résiduelle ».

Est-ce la preuve d'un climat tropical à saisons sèches et d'une végétation plus herbacée que forestière? Le fait est possible. Toutefois, il faut envisager l'action des pulsations transgressives liées aux premières manifestations de la tectonique. Une pellicule marine qui envahit un domaine forestier peut temporairement libérer les sols de leur protection. Alors intervient le jeu des vagues et des courants. Or précisément, on a la preuve qu'en certains points, la mer sénonienne s'est attaquée à ses propos dépôts (voir chapitre suivant).

Quand l'exondation devient définitive, la végétation colonise aussitôt les régions émergées, altère rapidement la craie sableuse, tendre, et ce, d'autant plus profondément que le mouvement anticlinal s'affirme. Ainsi naissent les puissantes nappes d'argile à silex; il est même probable que le carbonate de calcium libéré a servi à nourrir les dépôts de « craie blanche » campanienne plus tardive qui continue à se déposer dans la Région Parisienne et plus au nord.

Que sait-on du climat au Sénonien? Peu de choses. R. Soyer (1943 p. 416) juge que dès le Montien, c'est-à-dire à l'aube du Tertiaire, il est tropical humide, analogue à celui de l'Insulinde actuelle, et J. Tricart (1948-9 p. 91) pense que l'argile à silex n'est apparue qu'à ce moment comme un faciès continental du golfe montien. E. B. Bailey (1924) a écrit que la fin du Crétacé fut aride. Les arguments sont très peu convaincants (voir J. Gras 1959 a p. 252). Il paraît invraisemblable que les régions méridionales du

(20) Voilà le filtre exigé par B. Brajnikov.

(21) Notons que pour A. Carozzi (1953, p. 148) la précipitation de la silice s'effectue plus facilement « au large des mers épicontinentales où peuvent encore flotter des nappes d'eau douce... et dans les calcaires pélagiques déposés au large des côtes à forte couverture végétale... » D'où la proportion élevée des concrétions siliceuses et des silifications de craie dans les zones littorales.

Bassin de Paris, précocement exondées, soient restées privées de végétation durant l'Aturien (c⁸) et le Danien (c⁹) (22).

Nous concluerons donc à une genèse de l'argile à silex par pédogénèse débutant dès l'émersion de la craie, d'autant plus précoce que la mer s'est retirée de bonne heure, et d'autant plus poussée que la surrection a livré à l'altération une tranche plus épaisse de sédiments. Sans doute le phénomène a-t-il pu se continuer au début de l'Eocène. Nous croyons pourtant qu'il était largement dessiné avant la fin du Crétacé.

Ainsi s'explique la remarque de G. Denizot relative à la minceur de l'argile à silex sous les dépôts lacustres de Touraine, de Beauce, et même du fossé de l'Huisne. Ce ne sont pas ces deniers qui ont protégé la craie comme il le croyait. Outre la possibilité d'une légère dispersion des fractions fines lors de l'établissement du lac, il y a surtout le fait que la subsidence éocène ou oligocène s'est déclenchée en un lieu déjà affecté de la même tendance à la fin du Crétacé; d'où la bonne conservation des horizons supérieurs du Sénonien local et la faiblesse de l'altération (23).

L'étude d'un cas précis va nous permettre d'illustrer les principaux points de cette thèse.

(22) On ne peut guère se baser sur la faune marine pour juger du climat régnant sur le continent. Selon R. Abrard (1950, p. 216), deux « provinces » faunistiques s'affrontent dans le bassin de Paris. L'une, aquitanienne, tropicale, l'autre, parisienne et, sinon boréale, du moins tempérée; le seuil du Poitou et l'axe du Merlerault isolent une région intermédiaire, tourangelles et angevine, envahie alternativement par des influences méridionales (Émschérien c⁷) et nordiques (Campanien inférieur c¹⁰). Mais il s'agit d'un jeu de courant. Encore R. Marlière (1958) n'est-il pas convaincu du caractère boréal des eaux campaniennes dont la température aurait oscillé entre 17 et 23°. Ajoutons que le dépôt de craie au Campanien est, dans l'optique d'H. Erhart, qui nous paraît solide, la preuve d'une pédogénèse active sur les continents voisins. L'aridité est donc exclue. Voir des preuves très sérieuses en ce sens dans M. Ters, 1959-61 (p. 172-174), S. Durand in *Sociétés savantes...*, 1959 (p. 139-45).

(23) Ph. Pinchemel a dit que l'« argile à silex » picarde provenait d'un remaniement du Sparnacien argileux. Nous retournerions volontiers la proposition. D'où provient l'argile sparnacienne? On verra plus loin (chapitre C55) qu'elle a des chances de dériver du « lavage » de l'argile à silex méridionale (la vraie) affleurant autour de la lagune. Or, l'argile de Provins est formée de kaolinite quasi pure, elle aussi (G. Millot, 1949, p. 237-9). C'est donc le Sparnacien qui tire sa source de l'argile à silex, et non l'inverse.

A 54 L'axe de Montrichard

Revenons au cordon de galets (voir chapitre A 52). Il traverse du sud au nord des régions où règne l'argile à silex. Il est donc loin des rivages de la mer sénonienne à son maximum d'extension. Si l'on veut prouver qu'il a pris naissance à peu près là où il est maintenant il faut d'abord retrouver l'obstacle contre lequel il s'est appuyé, montrer qu'au cours de la régression le littoral a eu localement une orientation S.N., que les vagues ont sculpté une falaise jalonnée par une ligne de galets de silex, bref, reconstituer aux portes de la Touraine un paysage qui est celui de la côte picarde et cauchoise actuelle.

L'apparition d'un tel accident au sein de ce qui fut l'extension marine ne peut avoir qu'une cause tectonique. Puisque nous savons que l'altération formatrice d'argile à silex s'est exercée après la régression, on est en droit de s'attendre à ce qu'elle ait entamé plus profondément les zones affectées d'un mouvement positif que celles où la subsidence a permis la conservation du maximum de roche saine. En fait, la superposition d'une abrasion marine puis d'une décalcification doit se traduire sur les anticlinaux de l'époque par une destruction plus poussée des assises crétacées que là où se déprimaient les synclinaux.

Or, un coup d'œil sur les cartes montre en effet que l'argile à silex repose tantôt sur le Sénonien moyen (c^{7b}), tantôt sur le Turonien inférieur, voire le Cénomanién (c⁵). D'où l'idée de dresser une carte géologique de la roche saine conservée sous l'argile à silex (figure 15).

Celle-ci vaut évidemment ce que valent les feuilles utilisées. Sur « Valençay », d'une édition à l'autre, le tracé subit des modifications. Elles ne changent rien néanmoins au dessin général qui est celui d'un long axe anticlinal séparant deux cuvettes : celle de l'Indre-Indroye, et celle du Blésois. Notre anticlinal est surtout net dans la région du Fouzon où par conséquent l'inversion tectonique s'est dessinée au Crétacé supérieur (voir chapitre A 51 et figure 13) : il coupe le Cher à Montrichard, la Loire à Amboise, puis s'épanouit et se dilue avant le Loir.

Qu'on reporte maintenant la traînée des galets sur la même carte, et l'on verra que le cordon s'appuie sur le flanc ouest de l'axe de Montrichard, le déborde progressivement au fur et à mesure qu'il s'abaisse pour, au nord d'Amboise, se recourber légèrement et s'appuyer à ce qui fut le rivage du golfe armoricain en voie d'assèchement.

Cela signifie selon nous qu'à un moment quelconque de la régression un anticlinal est apparu à l'emplacement de la vieille flexure albienne, formant dans la mer sénonienne une île ou un cap, peu importe pour le moment. Il n'est pas besoin d'une falaise de grande ampleur pour que la craie livre ses silex. Mieux, il n'est



pas nécessaire d'imaginer une émergence tout du long de la traînée actuelle. Nous croirions volontiers au vu de la carte (figure 15) qu'à partir d'Amboise un simple haut-fond a permis au cordon littoral de se prolonger en mer par un « poulter » analogue aux célèbres « nehrungen » de la Baltique. D'où les changements de relation du sud au nord entre l'axe anticlinal et la formation à galets et la courbure régulière de celle-ci.

Cela implique toutefois un courant littoral dirigé vers le nord, et une mer libre à l'ouest du cordon, encore assez vaste pour que,

sous l'impulsion de vents du S.O., puisse naître une houle assez puissante (24). Dans une mer en régression, où la profondeur devait être très faible, un tel dispositif n'est pas invraisemblable.

Le jeu combiné de l'eustatisme et de la tectonique a dû provoquer bien des modifications dans la morphologie littorale sénienne avant que l'assèchement définitif ne la vienne figer. Les galets de Varennes-La Grande Brosse peuvent être les restes d'un cordon plus ancien, ou les extrémités de « crochets ». Surtout, la présence des chailles et des quartz parmi les silex, implique une origine méridionale ; sinon une attaque du socle, du moins l'utilisation de ses débris. L'aplanissement aquitain, râclant la Champagne de Châteauroux ne permet plus de reconstituer le cordon dans son intégralité. Mais sur le revers de la cuesta bajocienne, au-dessus de l'Igneray (Les Blins sur Saint-Chartier, Saint-Christophe en Boucherie) on trouve en abondance quartz et chailles, parfois énormes, façonnés en galets. A. Vatan en a trouvé aux portes du Poitou, remaniés dans l'Eocène de Tournon Saint-Martin (1947 p. 119). Il en signale aussi à l'ouest de Bourges sous le lacustre éocène de Marmagne (p. 121). Ces galets sont fréquents dans les alluvions anciennes du Barangeon (Vouzeron) et de la Pte Sauldre (Ennordres), visiblement remaniés des plateaux voisins. Nous savons déjà que les galets abondent dans le bassin du Loing d'où ils sont passés dans les terrasses de la Seine (ballastières de Brévannes par exemple). A. Vatan en signale au nord de Montluçon (Villevendret) (25).

Par conséquent notre alignement tourangeau est loin d'être une curiosité ; la plaine d'émersion crétacée a dû être abondamment jonchée de ces cordons littoraux et de ces flèches au dessin changeant, chacun réincorporant une partie des galets des précédents. Ainsi les quartz limousins sont-ils venus par étapes jusqu'au Vendômois. Il est vain la plupart du temps de chercher à reconstituer des alignements importants. On peut même s'étonner d'en voir encore un de Levroux à Savigny, se suivre sur 100 km avec une telle continuité. Mais qu'on n'utilise pas cet argument pour repousser notre interprétation. Même la mer des faluns n'a pas réussi à disperser les galets sur plus de quelques kilomètres autour d'Amboise. Le cordon est là, c'est un fait, et sa conservation prouve seulement l'étonnante atonie morphologique qui frappe les pays ligériens depuis l'aube du Tertiaire.

Et pourtant, ce qui reste de cette paléogéographie crétacée est bien évocateur. Les galets du Berry méridional, ceux de Montluçon, donnent l'impression que la transgression n'a jamais débordé le Limousin mais s'est montrée plus audacieuse dans la partie orientale du Massif Central. On en devrait retrouver de semblables côté

(24) Rappelons les migrations de Rudistes et Orbitoïdes signalées par R. Abrard dans le bassin tourangeau en provenance d'Aquitaine à l'Emschérien (c⁷). Ces courants devraient impliquer des vents du S.-O.

(25) Sur la foi de cet auteur, j'ai aussi cité Tintury près Châtillon-en-Bazois (J. Gras, 1959^a). Je sais maintenant qu'il s'agit de tout autre chose (voir plus loin, chap. D 212).

aquitain. N'ont-ils donc jamais été vus ? Nous sommes persuadé du contraire ; mais dans le texte des auteurs, ils se cachent dans l'ambiguïté du terme « roulé ». Si on les cherche avec des yeux neufs, on les trouvera (26).

Un point reste à élucider. La mer s'est-elle attaquée à de la roche saine ou à de l'argile à silex déjà formée ? Dans le premier cas, les galets abandonnés ont participé au phénomène ultérieur de la décalcification, côte à côte avec les silex et les cherts bruts. Comme ils étaient en surface, le tassement dont nous avons dit qu'il nous paraît faible, n'a rien modifié à leur répartition. Ils constituent donc un simple faciès superficiel de l'argile à silex. Ils n'ont pas d'autonomie stratigraphique.

Mais la deuxième hypothèse nous paraît plus vraisemblable. Nous ne répugnons nullement à faire débiter la genèse de l'argile à silex au cours du Crétacé (chapitre A 533). Toute zone émergée n'a pu manquer d'être colonisée par la végétation, donc d'être altérée. Et nous ignorons tout des pulsations transgressives et régressives qui ont marqué le retrait de la mer. Ce sont des caps boisés allongés au ras des flots auxquels s'attaque la houle, et leurs sols ont autant et plus subi la trituration des vagues que la roche saine. Ainsi, altération et abrasion concouraient-elles à trancher les faibles anticlinaux naissants. Le tassement ultérieur (car l'argile à silex a continué à s'épaissir), en a été réduit d'autant.

On voit donc plus clairement comment s'est effectuée la régression crétacée. Le rivage n'a pas reculé peu à peu en direction de l'Allemagne du nord. La mer a été progressivement tronçonnée en cuvettes : Touraine-Anjou, Orléanais, Bassin de Paris central et oriental... séparées par des bourrelets en forme de caps, au relief très faible, mais s'épanouissant progressivement sous l'influence d'une tectonique qui, en d'autres circonstances, eut été presque insensible. En travers du corridor ligérien unissant Bassin de Paris et Bassin Aquitain, un long « nehrung » arqué achevait d'isoler Touraine et Orléanais (27).

Nous retrouverons curieusement le même phénomène au même endroit lors de la régression falunienne (voir chapitre B 54).

(26) Ceci est un plaidoyer en faveur de l'excellence des méthodes morphométriques, dans certains cas.

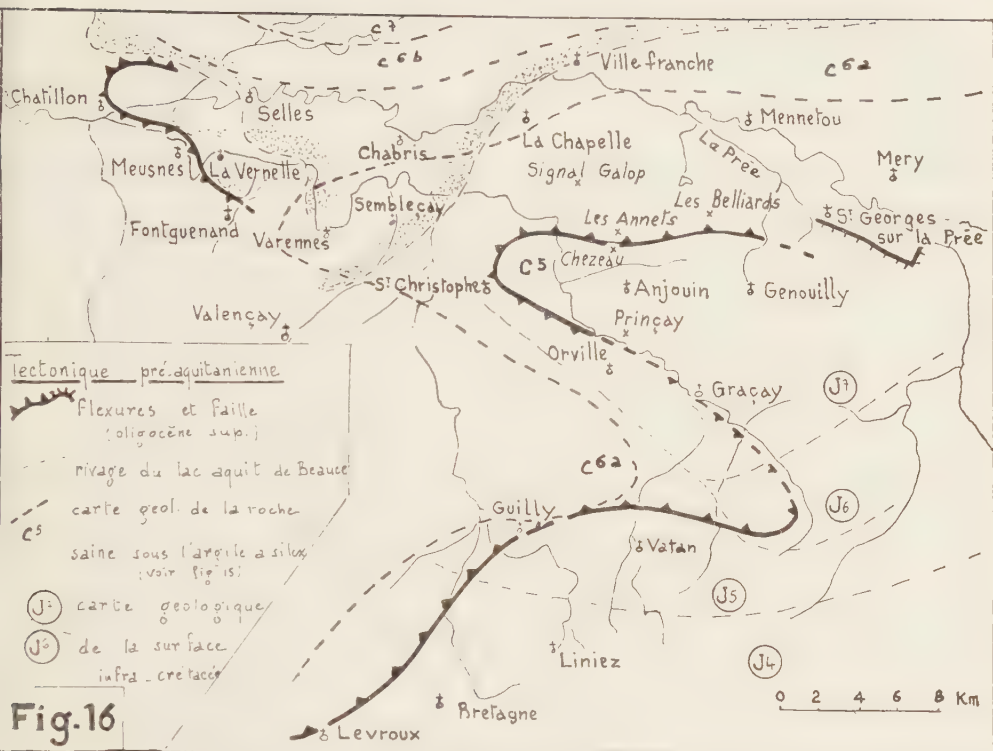
(27) L'arrêt de la pénétration des faunes méridionales d'Aquitaine en Touraine après le Santonien (c^{7b}) semble prouver que l'émersion est définitive alors. Toutefois R. Abrard (1950, p. 213) fait remarquer qu'au Campanien inférieur ce sont les influences boréales qui gagnent l'Aquitaine. La Touraine n'aurait donc été exondée qu'au cours du Campanien. Ce fut de toute façon plus tôt que dans la région parisienne (voir en ce sens M. Gignoux, 1950, p. 454).

A6 IMPORTANCE MORPHOLOGIQUE DE LA SURFACE AQUITANIENNE

Cheminant au long des plages sénoniennes notre analyse ne s'est écartée qu'en apparence du problème initial posé par l'anticlinal de Graçay. Les galets de Valençay-Varennnes prouvent son arasement dès la fin du Crétacé, peut-être jusqu'au sein du Céno-manien (c⁵). Mais sur la rive droite du Fouzon, c'est aux dépens de l'Albien (c³) que se développe la surface fini-aquitaniennne. Une nouvelle manifestation tectonique, oligocène, est donc vraisemblable en ce point sensible de la structure berrichonne.

Qu'on veuille bien se reporter par exemple à la figure 12. A l'ouest de Saint-Christophe, une flexure assez brutale déforme les couches crétacées sans que la régularité de l'aplanissement en soit affecté. Seulement, ledit aplanissement est lui-même légèrement basculé vers l'ouest et nous connaissons, depuis le chapitre A 41, l'importance des déformations subies par la surface aquitaniennne, relevée de plus de 100 mètres vers le sud, déchirée vers Graçay... D'où l'idée de scinder l'analyse structurale en deux, de séparer les événements anté et post-aquitaniens. Cette distinction va se révéler fondamentale.

A la première phase, revient la flexure repérée à Saint-Christophe. On peut en suivre les sinuosités dans tout le bassin du Fouzon supérieur (fig. 16). Il suffit pour cela de multiplier les profils géologiques. Et par exemple, la figure 11 la décèle à plusieurs reprises. Elle est surtout nette au nord du Fouzon (Chézeau-Les Annets). Elle a été signalée par ailleurs (chapitre A 42) le long de la côte crétacée de Levroux-Guilly. Grâce à elle, la surface aquitaniennne élimine très vite le Crétacé pour dégager, dès Ménétréol, Bretagne... la plate-forme jurassique, trop vite pour qu'il s'agisse d'un trait de sédimentation. On peut remarquer enfin, à la traversée de la rivière, une disharmonie entre la structure du Jurassique et celle du Crétacé. L'amincissement rapide des assises (de j⁷ à c⁴) vers le sud, combiné avec l'inversion tectonique qui gonfle la rive droite, crée dans les couches supérieures un contrependage local (voir aussi figure 13). Ainsi s'explique la réapparition du Turonien au sud de Graçay.



Le report sur une carte (figure 16) de tous ces accidents antérieurs à l'Aquitainien donne une flexure en double boucle, plus ou moins nette selon les points, mais qui circonscrit très bien les contours de l'anticlinal oligocène de Graçay. La faille de Saint-Georges-sur-Prée-Saint-Hilaire, à l'ouest de Vierzon, appartient sans aucun doute à la même génération car elle est nivelée par une surface très régulière (145 m) qu'on retrouve à Méry, sur la rive droite du Cher, jonchée au sud comme au nord de la rivière de silex bruts et de grès-quartzites cénomaniens (voir L. Aufrère 1931 c et Chaput 1917 p. 187) : fig. 18.

Des accidents de même nature apparaissent plus à l'ouest, vers Selles-sur-Cher. Un coup d'œil sur la carte géologique suffit à en montrer la réalité, au N.-E. de Meusnes en particulier. Ils paraissent dessiner un petit bloc isolé de celui de Saint-Christophe-Graçay par un hiatus où précisément s'avance le lobe transgressif du lac de Beauce, en direction d'un estuaire envasé par la « molasse de Varennes » (voir chapitre A 31). Nous avons donc bien affaire à des accidents contemporains de la transgression, partant oligocènes.

Les déformations

de la

Surface aquitaine

(les plateaux crétacés du Cher)

0 2 4 6 Km

- 6 courbes de la surface reconstituée (en dam.)
- failles et flexures néogènes
- côte crétacée
- limites au lac de Beauce (m.)
- sables de Sologne (m.)



Fig. 17

Il faut maintenant faire abstraction de cette structure pour ne plus s'intéresser qu'aux déformations subies par la surface aquitanienne. Il en subsiste d'assez larges fragments pour que la reconstitution tentée par la figure 17 puisse passer pour sérieuse (1).

Entre autres enseignements, cette carte montre le gonflement de la surface fini-oligocène entre Cher et Fouzon. Un jeu de flexures et peut-être de failles découpe un bloc qui s'individualise particulièrement vers Graçay. L. Aufrère (1931 c) et surtout B. Bomer (1951 p. 22 et 24) ont déjà proposé de jalonner cette section de la rivière par une faille. Nous la maintenons à notre tour malgré l'opposition de G. Lecointre (1959). Cet auteur (p. 43 et 95) s'appuie sur un sondage exécuté à Prinçay (cote 131 du 1/40.000) et qui a placé le contact Jurassique-Albien à 111 m, soit à la même altitude que sur la rive gauche. Mais il s'agit précisément d'un point où l'accident s'atténue (2).

C'est vers l'amont qu'il s'affirme. A Graçay, le Jurassique apparaît dans le talus de la route d'Anjouin, plus haut que sur la rive gauche. Encore est-on gêné par la solifluction qui a fait glisser sable et grès albiens sur le versant, abaissant du même coup ce qu'on croit être le contact stratigraphique (figure 18). De plus, le Portlandien supérieur se termine ici par un grès tendre très fin et nettement calcaire, entrecoupé de lits sableux dont le faciès est absolument celui de l'Albien (3) (coupe du talus de la route au nord de Graçay). Des erreurs sont donc possibles dans l'interprétation d'un sondage.

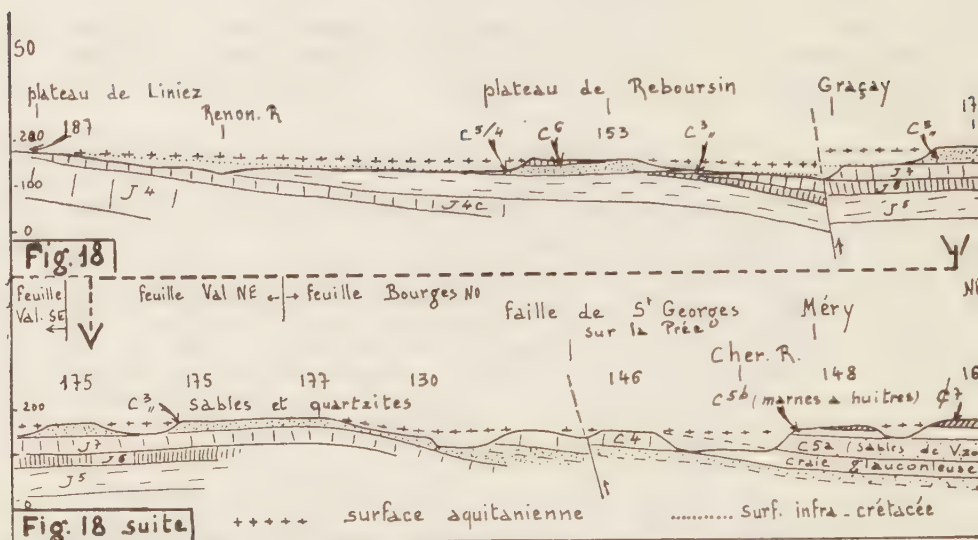
Mais la conviction de l'existence d'un accident du Fouzon naît surtout de l'allure générale de la surface aquitanienne. Elle s'incline régulièrement du sud vers le nord, frôle le plateau de Reboursin à 150 m, et doit donc se trouver à Graçay vers 140 m. Or sur la rive droite on la retrouve bientôt à 175 m (figure 18) ; puis l'inclinaison vers le nord reprend. La faille (ou la flexure) de Graçay est donc du style « contraire ».

La comparaison des figures 16 et 17 incite à plusieurs réflexions. De l'axe de Montrichard fini-crétacé au bloc du Fouzon, en passant par l'anticlinal oligocène de Graçay, il y a contraction progressive de l'accident qui se tronçonne, mais élargissement du hiatus de Varennes en gouttière S.-N. puis en fosse de subsidence

(1) Elle s'appuie sur un quadrillage de coupes basées sur la carte au 1/40.000^e contrôlée aux points délicats par de nombreuses mesures au baromètre. Il est peu probable que la nouvelle carte au 1/50.000^e modifie beaucoup nos conclusions.

(2) Il passerait d'ailleurs plutôt entre le hameau et la cote 158. En outre, le cas n'est pas clair, car du sable crétacé fort abondant, peut-être soliflué, peut-être en place, apparaît plaqué au bas du versant, au niveau du thalweg. De plus, l'épaississement du Crétacé d'une rive à l'autre est si rapide qu'un relèvement de la rive droite peut ne pas être perceptible au niveau du Jurassique. C'est d'un accident de la surface aquitanienne que nous traitons, faille ou flexure.

(3) Et il est bien visible que la transgression crétacée a commencé par en récupérer une partie pour nourrir cette étonnante masse de sables purs albiens.



au contact de la Sologne. En même temps, le style change. Mis à part le bloc du Fouzon, élément résiduel rigide d'une structure très ancienne, les dislocations sont du type souple, à moyen rayon de courbure, amples gauchissements plutôt que plis. Parler d'axes synclinaux et anticlinaux, et les dessiner parallèlement entre eux sur de longues distances est vraiment trop simpliste (4).

Surtout, la carte des déformations miocènes (ou postmiocènes) : figure 17, montre une admirable adaptation du réseau hydrographique actuel aux moindres déformations de la surface aquitanienne, là où les sables de Sologne ne l'ont pas fossilisée. Et c'est pourquoi nous attachons tant d'importance à sa reconstitution. Après l'épanouissement de la grande plaine d'érosion, tout est à reprendre pour l'activité morphologique. Tout dans le relief actuel, direction du réseau comme répartition des volumes orographiques est exclusivement l'œuvre des événements post-aquitaniens.

D'aucuns jugeront excessive notre sollicitude pour le pauvre anticlinal de Graçay. Mais grâce à lui, et d'une manière générale, grâce à l'étendue couverte par la feuille de Valençay, nous tenons maintenant un élément d'interprétation absolument capital et qui ne vaut pas, tant s'en faut, pour le seul bassin du Fouzon comme le montreront les chapitres suivants.

Une dernière remarque : entre blocs du Fouzon et de Vierzon, le bassin où confluent Cher, Arnon et Yèvre, s'étrangle en une gouttière qu'emprunte le Cher. Or, toute cette zone est tapissée de

(4) Dollfus avait poussé cette conception jusqu'à la caricature. Mais les auteurs qui l'ont critiqué n'ont pas toujours été exempts de ce travers (cf. G. Lecointre, 1959, p. 39 et 1947, p. 176).

sables d'origine cristalline, dans lesquels G. Denizot comme A. Vatan voient les jalons du « fleuve » ayant nourri la Sologne. Si l'on veut préciser l'histoire post-aquitaniaenne de la région vierzonnaise, c'est maintenant vers ces sables « granitiques » qu'il faut se tourner ; il faut pénétrer en Sologne.

B LES PLAINES DE SABLES GRANITIQUES

B1 LE PROBLÈME DES SABLES GRANITIQUES MIOCÈNES DE LA RÉGION DE VIERZON

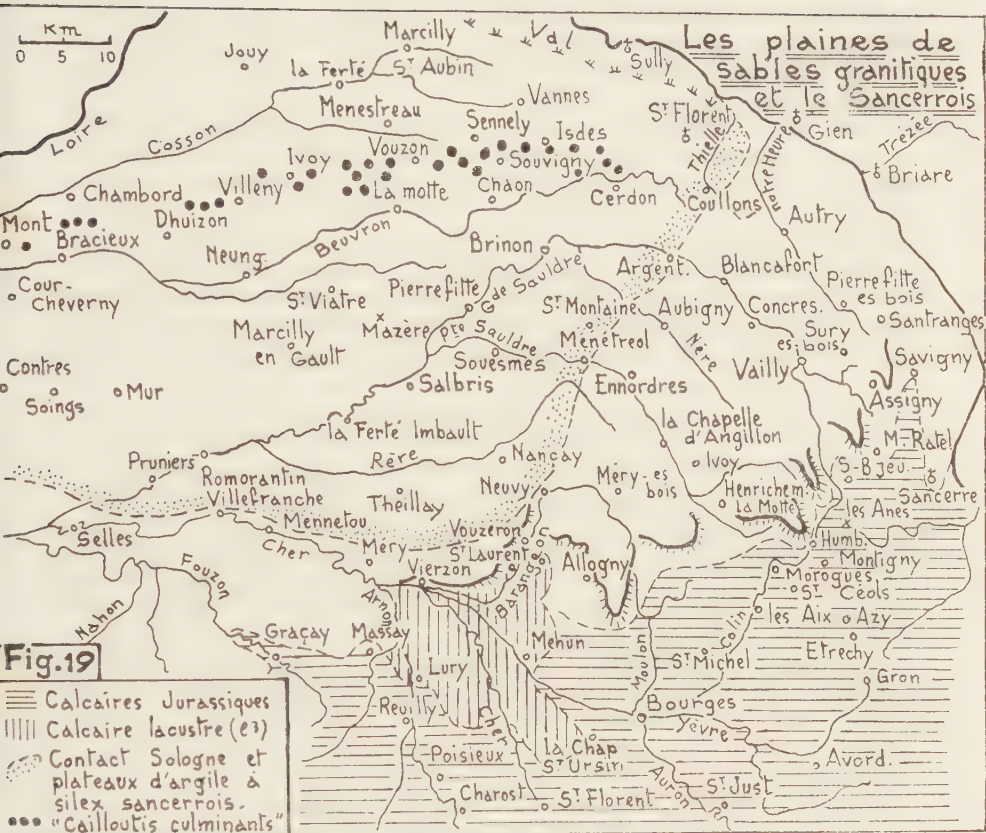
Abandonnons les plateaux crétacés, à l'architecture tabulaire, pour examiner entre Loire et Cher la vaste plaine de Sologne. Ici règne le sable, un sable grossier, grisâtre plus que rosé, fortement argileux et dont les quartz anguleux évoquent souvent l'aspect du gros sel à l'état brut

Ce matériel détritique s'est accumulé au Miocène sur l'emplacement du lac de Beauce. La persistance de la sédimentation continentale au même endroit révèle un phénomène de subsidence. Il ne faudrait toutefois pas s'en exagérer l'ampleur. Rien de comparable ici aux empilements de la molasse péri-alpine. Autant qu'on en puisse juger par les sondages, le maximum de puissance des sables au centre de l'extension comme en Forêt d'Orléans, oscille entre 60 et 80 mètres (plus près de 60 que de 80) ; à la périphérie, c'est encore beaucoup moins. Or, la formation s'étale du sud au nord sur près de 100 km. Cela représente donc une sorte de banc sablo-argileux, plutôt qu'une poche.

L'origine de cette lame détritique, et les conditions de son dépôt, sont assez mystérieuses. Sa place dans la chronologie du Miocène l'est moins. Bien que parfaitement azoïques les sables peuvent être datés du Burdigalien plutôt supérieur (m²). Ils reposent en effet dans le Blésois et l'Orléanais sur une formation plus ancienne, sables subordonnés à des marnes, bien datée par une faune du Burdigalien archaïque (m¹). Par contre ils sont surmontés, également dans le Blésois, par les faluns helvétiques (m³) de Pont-Levoy-Contres. Ailleurs, malheureusement, ces jalons manquent, mais il est peu probable qu'un faciès aussi original, dû à une crise morphologique aussi brutale, soit d'âge très différent d'un point à l'autre de son extension.

Hors cette question de datation, les problèmes irritants fourmillent.

La Sologne est formée de larges interfluves admirablement plats, en particulier entre Beuvron et Cosson, séparés par des vallées à peine incisées et très larges, de sorte que l'impression de



plaine est totale. Cette plaine ne dépasse 160 m que dans l'angle N.-E. de la Sologne proprement dite. Dans l'ouest, elle se tient en général vers 120-130 m. Or elle est dominée par les hauteurs sancerroises qui s'élèvent de 300 à 430 m sur son flanc S.-E. Et il serait intéressant de savoir lequel des deux est antérieur à l'autre, de la plaine ou des collines.

Ces sables argileux renferment beaucoup de cristaux de feldspaths encore bien conservés quoique altérés et friables sous la seule pression de l'ongle. Ils ont donc une origine cristalline et proviennent de l'altération d'un socle. Mais ils sont curieusement dépourvus de fraction grossière. Les éléments les plus volumineux atteignent rarement 2 cm. Or, il existe bien au sud de Vierzon, entre Cher et Arnon, une trainée de sables granitiques tout aussi anonymes, de sorte que la source du matériel paraît bien se situer dans la Marche et la Combrailles. Mais, dès qu'ils ont quelque épaisseur (Lignières, Reuilly...) ils se montrent nettement plus caillouteux, si bien que la filiation n'est pas évidente. Cette incertitude explique qu'on ait pu songer à une origine hydrothermale locale : des flots boueux liés aux failles auraient entraîné dans leur

ascension des fragments du socle sous-jacent. Triomphante vers 1870-80, vigoureusement attaquée par Dollfus dès 1886, cette théorie a longtemps gardé des partisans. En 1936 encore, H. Douvillé rompait des lances en sa faveur.

L'origine détritique et lointaine du matériel n'étant plus mise en cause aujourd'hui, il n'en subsiste pas moins bien des obscurités. Les sables ont dû progresser à travers les auréoles sédimentaires du Bassin de Paris. En Sologne l'essentiel de leur masse est pourtant dépourvu d'éléments jurassiques ou crétacés. Aucun relief ne se dressait-il donc à l'époque de leur écoulement ? Et dans ce cas, si aucune tectonique miocène n'avait encore remis en cause l'aplanissement aquitaniien, à quoi faut-il attribuer le déclenchement de la crise burdigalienne ? Un tel transport massif ne va pas sans pentes notables, et implique de surcroît une destruction considérable des socles méridionaux. Une oscillation climatique peut-elle suffire à rendre compte de faits aussi contradictoires ?

Par ailleurs le réseau hydrographique soglonois ne laisse pas d'intriguer. Les rivières sancerroises, normales à l'inclinaison générale du plateau crétacé, exécutent une rotation de 90° dès qu'elles atteignent le manteau de sables granitiques et se rabattent vers le S.-O., parallèlement à la Loire blésoise. On évoque des influences structurales. Mais justement, sont-elles vraisemblables dans un matériel aussi amorphe ?

Problèmes tectoniques, climatiques, morphologiques..., le champ ouvert à l'expectative se révèle ainsi considérable.

B2 LA FORMATION DE LA SOLOGNE

B 21 Les débuts du comblement

B 211. — LA SURFACE AQUITANIENNE DANS LE BLÉSOIS ET VERS TOURS

On a vu (chapitre A 21) comment la transgression lacustre aquitanienne a peu à peu débordé l'anticlinal crétacé de la Forêt de Blois. G. Denizot a clairement montré les faciès marneux de base progressant ensuite vers l'ouest à la surface de l'argile à silex légèrement ravinée et gauchie.

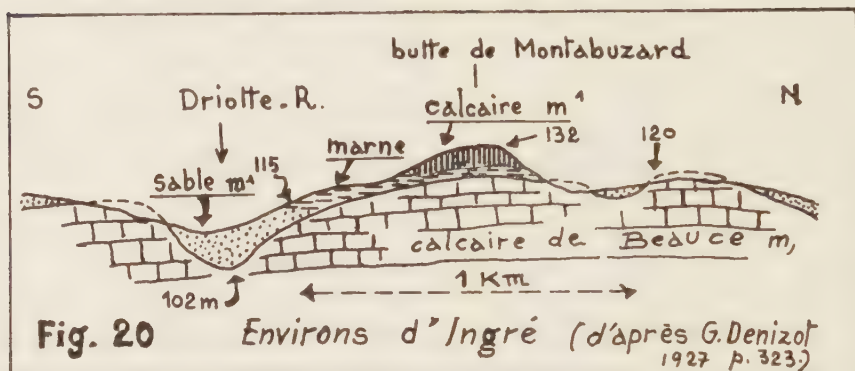
Sur la rive droite de la Loire (Mesland...) le dépôt finit par mourir entre 100 et 110 m, à peu près aux limites des feuilles Blois et Tours. Au-delà, vers cette dernière ville, le plateau reste horizontal; plus loin encore, il s'abaisse lentement en direction de l'Anjou. Quelle que soit la part des érosions et des déformations miocènes, il est évident que le rivage du lac de Beauce ne peut pas être reculé indéfiniment vers l'ouest au-delà des derniers affleurements marneux, ce qui implique une continuité parfaite entre la plaine post-aquitaniennne et les dépôts du lac à peine asséchés. De ce côté, par conséquent, on retrouve très bien les conditions de la région de Valençay : la surface aquitanienne s'étend sur de vastes espaces à même les plateaux crétacés, d'ailleurs jonchés de dépôts détritiques ou lacustres éocènes et oligocènes, de sorte que le polygénisme en est toujours le caractère dominant.

Entre Loire et Loir, de faibles bombements O.-E. déforment le plateau au nord de Tours. La mer des faluns s'est arrêtée à leur flanc (G. Denizot 1927 p. 417 et 439) ; par contre, à leur contact oriental (Herbault), le calcaire de Beauce paraît déformé. Les lourdes masses anticlinales sont donc postérieures à la surface aquitanienne et nées d'un gauchissement miocène de celle-ci. Elles ne prouvent donc rien contre le caractère parfait de l'aplanissement fini-oligocène.

B 212. — LES SABLES DE CHITENAY ET INGRÉ

Au sud de Blois comme autour d'Orléans, des ravinements importants ont précédé l'arrivée des premiers sables burdigaliens.

Cette disposition, si elle rend délicate la reconstitution exacte de la surface fini-aquitaniaenne, n'en est pas moins précieuse, car elle éclaire les premiers épisodes de la révolution miocène.



A l'ouest d'Orléans, vers Ingré, une plate-forme entaille le calcaire de Beauce vers 115 m et se relève lentement en direction du N.-O. jusqu'à 120-125 m. Elle supporte des buttes résiduelles (cote 136) et est entamée par des vallées sinueuses, aux formes bien nettes, encaissées d'une quinzaine de mètres, que l'on peut suivre sur plusieurs kilomètres (cf. feuille Beaugency N.E et G. Denizot 1927 p. 303 à 324). Ces vallons sont remblayés par des sables feldspathiques à stratification entrecroisée, graveleux à la base, plus marneux vers le haut. Parfois une lentille calcaire, née à l'abri du courant principal s'est plaquée contre un relief de calcaire de Beauce (cas du gisement fossilifère de Montabuzard dans l'interprétation de G. Denizot). (figure 20.) Sur ces sables burdigaliens inférieurs, dits de l'Orléanais (m¹) un faciès marneux se généralise et déborde à même la plate-forme. Ainsi toute cette morphologie est fossile, et c'est sur plus de 30 mètres que le calcaire de Beauce semble avoir été entamé avant le comblement.

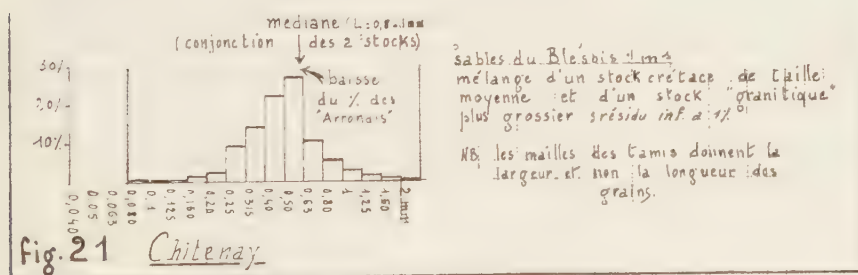
A l'est, en Forêt d'Orléans (vallée du Cens par exemple), le remblaiement semble aussi avoir remonté une vallée pré-burdigalienne. Il s'agit de sables dans lesquels on rencontre des silix crétacés, des galets de calcaire de Beauce; quelques bandes brunes (sols remaniés?) interrompent la sédimentation. Vers le haut, ces sables se chargent de lentilles ou d'amandes d'argile verte, grise; puis apparaissent des marnes blanches, nettement lacustres. Vers le nord, c'est-à-dire à l'amont du réseau, la marne entre directement en contact avec le soubassement raviné, déborde le vallon et s'étale entre calcaire de Beauce et sables de Sologne proprement dits. (G. Denizot p. 332 et 338-41.)

On retrouve la même disposition au sud de Blois : sables, puis marnes (dits du Blésois) y fossilisent ce qui paraît être un réseau hydrographique orienté S.O.-N.E. Ainsi de la région de Chitenay, rendue classique par ses riches gisements fossilifères.

Depuis la description qu'en a donné G. Denizot (1927 p. 360-66), bien des carrières ont été reprises par la culture ou abandonnées ; d'autres (médiocres) se sont ouvertes. Elles permettent de suivre pas à pas la stratigraphie de ces dépôts instructifs. Ainsi la route de Chitenay à Chénevelles emprunte une sorte de vallon sec dissymétrique, sculpté dans le calcaire de Beauce. De petites excavations montrent celui-ci au sud de la route, à la surface du plateau vers 100 m. Or, on a extrait le sable au niveau du vallon, 10 à 15 mètres plus bas. G. Denizot qui a signalé ces faits y avait pu voir le sable « en placage contre une muraille calcaire ».

J'ai pu suivre, par contre, la succession complète des faciès burdigaliens entre 85 et 95 m sur la route de Chéry. D'abord un sable verdâtre, homogène, privé de cailloux, finement stratifié, coupé de lentilles de marnes gris-clair. Vers le haut, ce sable devient plus argileux, avec une stratification moins nette. Puis on y voit apparaître des bancs de marne blanche très sableuse ; le sable réapparaît une deuxième fois et on atteint le plateau 95-100 qui porte Chéry et qui paraît s'étendre sur un faciès de marnes verdâtres durcies, à nodules calcaires volumineux, parfois fort durs.

Ce sable de Chitenay, on en trouvera l'analyse à la figure 21. Ce qui frappe, c'est le caractère bien émoussé de ces grains vers la taille 0,3 mm qui est aussi celle, selon A. Cailleux, où se différencient le mieux les caractères marins et fluviaux. Les arêtes sont presque toujours très



bien rabattues et usées ; la forme tend vers l'ovale malgré l'irrégularité de détail. Vers 0,7 mm, on voit apparaître quelques grains bien arrondis, légèrement dépolis quoique encore luisants, qui sont des grains éolisés puis relustrés par l'eau. A ces caractères, on a reconnu sans doute un sable d'origine crétacée (voir chapitre A 32). J'ai d'ailleurs trouvé un peu de glauconie dans un sable ravinant le calcaire de Beauce aux Ardilles.

On remarque toutefois que la proportion des « Arrondis », qui allait croissant de 0,3 à 0,8 mm, baisse vers 1 mm, pour se relever à peine ensuite. A partir de cette taille en effet, on voit se multiplier des grains plus tourmentés, avec des arêtes nettes, des apophyses... De plus, le sable contient une forte proportion de feldspaths (28 % à la taille 1 mm).

Ainsi apparaît l'origine mixte de nos sables : un flot méridional « granitique » a reçu un apport fait de sables crétacés remaniés. L'importance de ce stock marin se lit d'ailleurs sur la courbe granulométrique du sable de Chitenay qui, sans être bien classé, est loin d'avoir

le caractère hétérométrique d'un sable de sologne (1). Ce mélange se retrouve un peu partout dans les « sables du Blésois ». Au sud (est de Sassay) comme au nord (est de Mont), l'analyse morphoscopique montre une partie relativement fine, bien émoussée, associée à du matériel grossier feldspathique et anguleux.

Ce phénomène suggère quelques réflexions. Le complexe sables puis marnes du Blésois-Orléanais n'existe pas au S.E. d'une ligne St-Aignan-sur-Cher - Sully-sur-Loire. On songe ainsi à un apport occidental (peut-être armoricain : G. Denizot, notice de Blois). Mais selon A. Vatan (1947 p. 154 et 184), les minéraux lourds révèlent plutôt un apport granitique que métamorphique. C'est déjà le style miocène, très différent du cortège antérieur ; et en effet, le sable burdigalien inférieur prélude à l'apport soglognot qui lui, ne peut être que méridional.

A Ingré comme à Chitenay ces sables fossilisent des vallons bien marqués dont le réseau paraît converger vers le centre de la cuvette. La partie la plus profonde est toujours bien stratifiée et assez grossière, celle qui déborde sur les plate-formes calcaires beaucoup moins structurée. Comment peut-on concevoir, à Ingré par exemple, un remblaiement de type fluvial dans un vallon orienté vers le sud, mais nourri par une vaste nappe d'origine méridionale ? On est conduit à imaginer une sorte de duel entre des flots discontinus, venus de l'ouest et du sud, étalant leurs matériaux sur de grandes surfaces, et un ravinement temporaire, sculptant la bordure N.O. de la cuvette en voie de soulèvement. Tantôt l'érosion l'emporte, tantôt l'enneigement est général ; puis l'écoulement concentré reprend, bientôt interrompu par un épisode lacustre (marnes de l'Orléanais ou du Blésois) qui est comme l'ultime manifestation du lac de Beauce agonisant, et qui provoque le remblaiement du vallon.

Il en résulte que les préludes de la « Révolution Miocène » se sont traduits en Sologne par un précoce relèvement de la bordure N.O. de la cuvette.

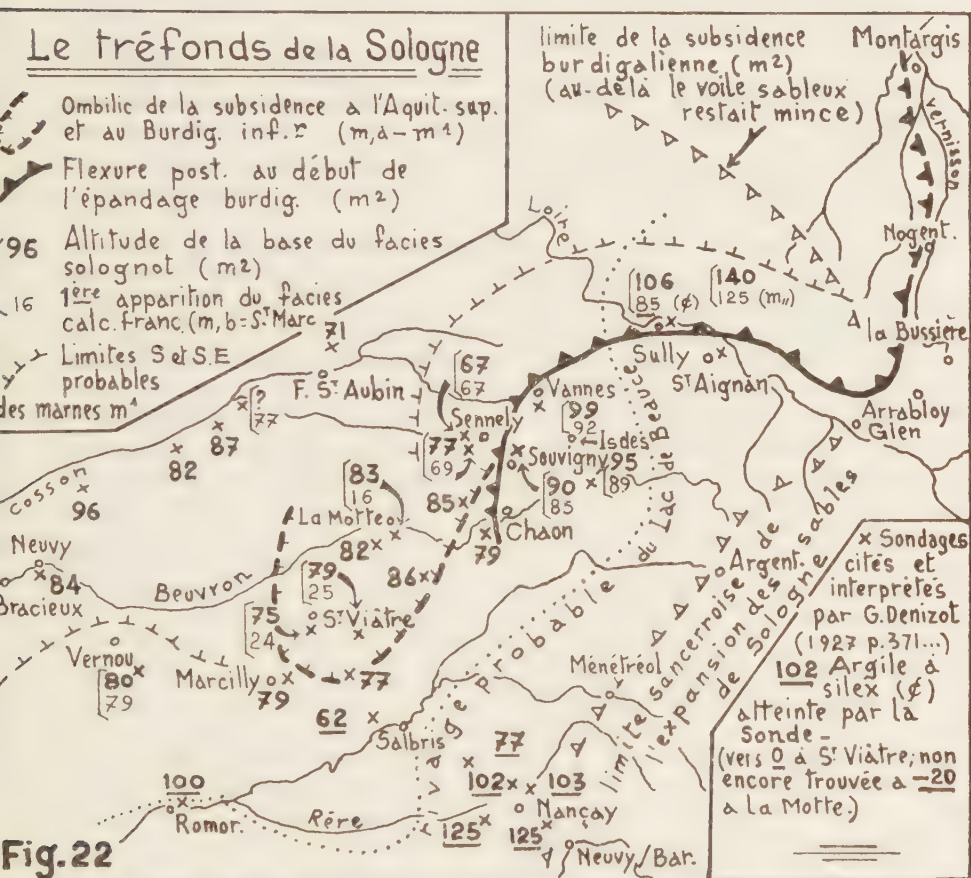
B 213. — LE TRÉFONDS DE LA SOLOGNE

Il est difficile de retrouver sous la Sologne le contact des assises. Non pas que nous manquions de sondages. Une campagne assez importante de forages, destinés à la recherche d'amendements marneux et surtout d'eau potable, s'est poursuivie depuis le début du XIX^e siècle (2). Leurs renseignements seraient bien suffisants pour qu'on ait une bonne idée du tréfonds soglognot si l'on pouvait les interpréter à coup sûr. G. Denizot l'a tenté (1927 p. 257. 60 et

(1) Même constatation, pour certains lits au moins, chez A. Vatan, 1947, p. 154.

(2) De nos jours, des recherches plus ambitieuses ont provoqué de nouveaux forages bien plus profonds. Mais justement ceux-là méprisent dans les premières dizaines de mètres, les subtiles distinctions stratigraphiques qui nous intéressent ici.

368-71). Il s'est livré là à un exercice fort délicat et dont il a dit lui-même tout le caractère aléatoire et un peu subjectif. Les formations continentales en effet, surtout de subsidence, procèdent par faciès lenticulaires. Deux sondages fort proches peuvent ainsi donner des renseignements très différents. De plus, au cœur de la Sologne, la sédimentation a été continue de l'Aquitanien au Burdigalien, et il est difficile de placer une coupure, pourtant capitale, dans une masse homogène marno-calcaire. Sur la figure 22 j'ai tenté de traduire graphiquement les interprétations et les suggestions de G. Denizot. C'est dire le caractère incertain des tracés. Et néanmoins, plusieurs faits importants apparaissent avec une grande netteté.



C'est d'abord, dans la région de Lamotte-Beuvron-St-Viâtre, la profondeur inusitée des faciès calcaires francs. Ailleurs, entre la dernière carotte sableuse à faciès solognot et le calcaire dur, on trouve moins de dix mètres de marnes lacustres. Ici, la base du sable de Sologne apparaît en moyenne vers 80 m d'altitude (ce

qui lui donne une soixantaine de mètres d'épaisseur), tandis que la sonde ne pénètre dans le calcaire compact que vers 20 m. Cette roche à bancs siliceux blonds, G. Denizot croit y reconnaître le faciès dit de St-Marc (m, b) subordonné vers Orléans au calcaire de Beauce (m, a). Les 60 mètres de marno-calcaires lacustres (hydrobies...) qui séparent ainsi m² de m, b doivent être départagés entre la formation burdigalienne inférieure (celle de Chitenay et d'Ingré) et l'aquitaniaenne (m, a). Par comparaison avec l'aspect des marnes de Selles sur Cher (m, a) G. Denizot pense que l'essentiel de cette masse est bien « de Beauce ». Seule, la partie supérieure (10 à 15 m), coupée de bancs sableux, serait le prolongement des sables et marnes de Chitenay (m¹).

Par conséquent, le lac de Beauce s'est attardé dans ce secteur. Ses dépôts n'ont jamais eu le faciès calcaire qu'on leur connaît plus au nord. Quand arrivent les premiers sables burdigaliens, alors que la région d'Orléans et de Blois se soulève et que l'érosion y taille les plate-formes et les vallons que l'on sait (chapitre B 212), une flaque subsiste autour de Lamotte. Et ce résidu lacustre n'a pas dit son dernier mot, puisqu'il va envahir une dernière fois la région d'Orléans et de Chitenay pour y enfouir les premiers sables miocènes.

Au N.E. de Lamotte, vers Sennely, Souvigny, Isdes, Vannes, la lentille marno-calcaire se réduit à 5 ou 8 mètres. Mais l'ensemble est déformé par une flexure fort nette qui relève le calcaire comme la base des sables de Sologne de 20 à 30 mètres (voir figure 22). Même disposition entre Sully-sur-Loire et St-Aignan, au nord de Gien, le long du Vernisson, à Montargis même, comme nous le verrons plus loin (chapitre E 13). Il s'agit donc vraisemblablement d'un accident postérieur au début de l'épandage des sables de Sologne, en tout cas plus tardif que le précédent, car l'ombilic de Lamotte a cessé alors de se manifester.

B 22 Plaines et glacis solognots**B 221. — LE SABLE DE SOLOGNE**

Contrairement à ce qu'on pourrait croire, on ne voit pas aisément de sable de Sologne authentiquement en place. La faute en est au phénomène périglaciaire qui a remanié en surface la quasi totalité des affleurements. Sur cette plaine l'effet de transport a été mince, et on peut en général se fier à la répartition de matériaux qui sont bien burdigaliens. Mais les structures ont été brouillées par le ruissellement en nappe sur tjaïe. Celui-ci n'est pas sans analogie avec le mode de transport miocène aussi faut-il y regarder à deux fois avant de décider devant un front de taille si l'on contemple une structure originelle ou l'œuvre du Quaternaire.

Le sable de Sologne, gris ou rose, parfois blanc, a été souvent comparé au gros sel. Cela tient à ses quartz anguleux où toutes les tailles se mêlent en désordre, sans excéder le plus souvent 4 mm. L'ensemble est cohérent; on n'y enfonce pas les doigts; il faut la pioche pour en prélever un échantillon qui tombe alors en fragments et non en poudre.

Sous la loupe, un de ces petits blocs montre des quartz de toutes dimensions enrobés d'argile rosée riche en sablon, alternant avec de nombreux feldspaths blanchâtres. Entre ces grains, les vides ne sont pas rares, mais la cohésion du tout est assurée par la décomposition en place des feldspaths. Ceux-ci, dans lesquels des faces cristallines soyeuses, un soupçon de clivage, révèlent encore la structure, sont plus qu'à demi kaolinisés, enrobés d'une sorte de pâte blanche ou plus souvent cireuse et terne. C'est elle qui forme ciment, et, bouchant la plupart des interstices, finit par imperméabiliser le sable.

D'ailleurs des lits d'argile sableuse, parfois presque pure, coupent la formation, grandes lentilles exploitées par les tuileries ou minces filets discontinus. C'est au-dessus de tels banes, sans qu'il soit besoin d'aliôs, que s'arrête l'eau d'infiltration, formant à tous niveaux les « nappes perchées » de G. Plaisance (1956). Les phénomènes de réduction y sont la règle, et l'hydrate ferreux remonte s'oxyder dans une zone plus aérée où il agglutine le sable. Ces sols hydromorphes, riches en plaquettes concrétionnées roussâtres, contribuent à leur tour à gêner la pénétration des racines et entretiennent avec l'humidité, la pauvreté du tapis végétal.

Un autre caractère original, est l'absence d'éléments vraiment grossiers. Pas de cailloux dans ce sable. Les quartz filoniens n'y ont pas deux centimètres, au sein de la masse toutefois et réserve faite de la partie supérieure du plateau comme on va le voir. Les roches cristallines, sans être absentes, y sont rares et toujours en fragments petits et altérés. (A. Vatan 1947 p. 156 à 158).

Comment concevoir le transport et l'accumulation de cette masse monotone et homogène ? On s'est demandé si les éléments

n'étaient pas parvenus à l'état de galets cristallins volumineux, ultérieurement décomposés in situ. Dans ce cas on verrait le moule du galet, on en reconnaîtrait la structure dans la disposition des éléments libérés mais en place. Or, ou le sable est amorphe ou il est stratifié. Parfois, il est vrai, des fragments, gros comme le bout du doigt, formés de cristaux variés encore soudés comme dans la roche originelle, montrent des traces d'émoussé évidentes, surtout côté feldspaths. Or ceux-ci se pulvérisent à l'ongle. De même, on trouve dans le sable des granules arrondis de sablon argileux durci, analogue à celui des lits décrits plus haut. Les remaniements de la formation par elle-même ont donc été fréquents, et il est probable que la masse a progressé par petites étapes depuis le socle hercynien, s'altérant en place chaque fois un peu plus, de sorte que la fragmentation s'est poursuivie bien plus par kaolinisation que sous l'effet du roulage.

C'est pour cette raison que j'ai renoncé à publier les analyses granulométriques effectuées d'après ce sable. Elles n'auraient d'intérêt que parce qu'elles donneraient une idée du mode de transport. Il est bien évident ici que le classement des sables est nul ; c'est l'hétérométrie parfaite. Mais il est évident aussi que la fragmentation des feldspaths a enrichi d'une façon anormale les fractions fines, de sorte que la sédimentation s'est effectuée avec une granulométrie différente. Vers 0,2 ou 0,1 mm on n'a plus, avec un peu de quartz, qu'une poudre d'éclats kaolineux qui ne sont pas tous venus sous cette forme mais qui ont éclaté lors du lavage ou du tamisage. Même aux tailles plus élevées, la proportion des feldspaths dépend beaucoup du degré d'altération de la roche. J'en ai trouvé jusqu'à 48 % à la taille de 0,7 mm.

Pour bien comprendre tous ces phénomènes, il est nécessaire de comparer le sable solognot à une arène actuelle, en place sur le socle, ou d'examiner simplement quelques plaques minces de roches cristallines. On voit alors très bien qu'une roche éruptive doit normalement fournir en volume beaucoup plus de feldspaths que de quartz. Dans une arène granitique, à l'ouest de Château-Chinon, j'ai trouvé après lavage, et aux dimensions habituelles d'un sable, environ 3 feldspaths pour 1 quartz, et les premiers sont nettement plus gros que les seconds. A moins de 0,3 mm, on a déjà la même poudre d'éclats kaolinisés qu'en Sologne. C'est dire qu'en cours de route la perte a dû être considérable. D'où l'argile qui imprègne le tout. Quant aux quartz, ils s'y montrent irréguliers, anguleux certes, mais guère plus qu'en Sologne et parfois beaucoup moins. Ils sont surtout ternis, non seulement par du feldspath altéré dans les anfractuosités, mais par une sorte de pellicule laiteuse qui paraît bien être un dépôt de silice, libérée précisément par cette kaolinisation. Or de tels quartz ternis sont encore communs en Sologne.

La filiation est donc évidente, mais la perte de substance subie par l'arène en cours de route est indéniable en dépit de l'aspect non émoussé des quartz.

B 222. — LES SILEX DE LA SOLOGNE CENTRALE

Entre Beuvron et Cosson, une surface d'une platitude extraordinaire s'incline doucement vers l'ouest, de 160 à 125 m. Elle est tapissée d'une nappe de silex et de quartz, parfois fort dense, qui nous a pratiquement été révélée par Chaput (1913 et surtout 1917 p. 178-9). Cet auteur en avait naturellement fait une terrasse de 55 m de la Loire, et il faut avouer que les altitudes s'y prêtaient très bien.

Pour G. Denizot au contraire (1927 p. 373-4), la formation caillouteuse passe en continuité aux sables de Sologne dont elle n'est qu'un faciès grossier terminal. Si, plus tard, un cycle d'érosion ligérien l'a tronquée, il n'en reste pas moins que les cailloutis sont bien en place. Sur les deuxièmes éditions des feuilles Blois et Gien (1940) il les date en conséquence du Burdigalien supérieur (m^{2c}).

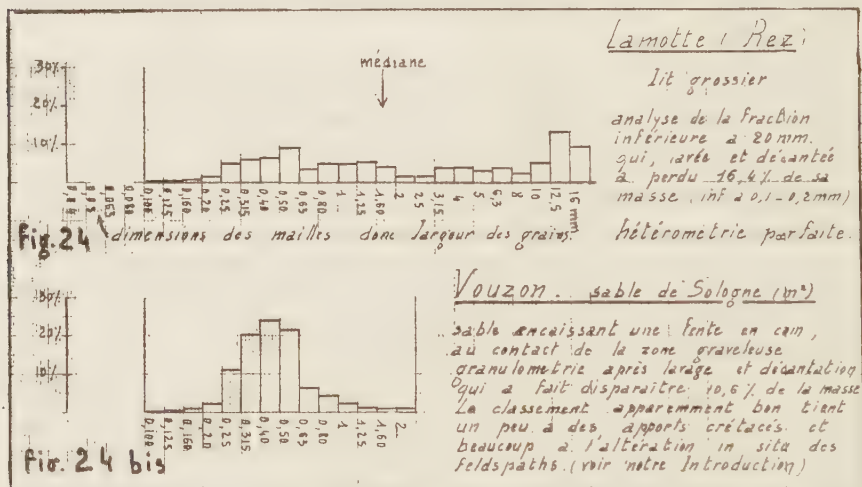
Dans une récente tentative d'explication des reliefs de la région de Vierzon, j'ai à mon tour utilisé cette nappe qui est devenue une des clefs de ma démonstration (J. Gras 1960). Depuis, une connaissance plus précise des faits, tout en renforçant les conclusions générales, m'amène à trancher avec plus de nuances entre les deux auteurs précités. Les choses n'y gagnent pas malheureusement en clarté. La faute en revient, on le sait, au phénomène périglaciaire qui fait planer une équivoque sur la plupart des structures superficielles. Il paraît préférable dans ces conditions, d'examiner chacune des situations de fait qu'offre le terrain et d'en faire la critique avant d'opler pour une interprétation.

La coupe type est à Lamotte-Beuvron, sur la route d'Orléans, au lieu-dit Le Rez. G. Denizot (p. 374) y a vu le sable devenir progressivement plus grossier, se charger de cailloux pendant que le



caractère entrecroisé de la stratification s'affirmait; d'où son option. Depuis plus de 30 ans, la carrière a visiblement évolué (figure 23). Sur 3 mètres de front, on y distingue plusieurs niveaux. La moitié inférieure présente un sable rosé, finement stratifié d'une façon très calme. Pas d'éléments grossiers; c'est le sable de Sologne type. Une longue bande blanche y festonne doucement, formée d'un sablon très fin assez argileux (10 %).

L'ensemble, lentille et sable fin est tranché net selon un plan horizontal rectiligne, au-dessus duquel débute brusquement le deuxième faciès. Cette fois, c'est encore du sable sognot, plus rougeâtre, mais beaucoup plus graveleux. La surface de discontinuité supporte une masse dont on trouvera ici l'analyse granulométrique et morphoscopique (figure 24). La stratification devient en même temps plus vigoureuse, de type nettement entrecroisé : sables fins et zones nettement caillouteuses coupées de « galets mous », filets clairs et rubéfiés y alternent d'une façon assez désordonnée, les éléments les plus grossiers pouvant se trouver isolés au sein de sables fins aussi bien que groupés en lentilles. Enfin, sur quelques décimètres, c'est le sol gris, amorphe, terre de bruyère à caractère podzolique ; les éléments grossiers y sont plus abondants encore.



Le caractère le plus original et qu'on observe d'ailleurs dans chacun des niveaux de cet âge, au point de leur conférer une véritable « livrée » (J.G. article cité), est dû à une grande abondance de bandes claires, horizontales, obliques ou verticales, qui se recoupent en graffiti serrés. Certaines sont faites de filets argilo-sableux ; beaucoup toutefois contiennent des sables caillouteux qui ne paraissent pas tellement différents des matériaux encaissants quoique les concentrations argileuses y soient plus fréquentes. (figure 24 bis). Seulement ils y sont décolorés et soulignés par deux traits rouges dus à la migration du fer.

Cet aspect avait intrigué G. Denizot (p. 372) et A. Vatan (1947 p. 54) qui songeaient à des traces de racines, ou à des concentrations argileuses au sein du dépôt. J'ai observé et écrit (article cité) dans un niveau du même âge, au sud de Vierzon (Reuilly) la descente en bloc d'un paquet de sable entre deux bandes claires verticales, la sédimentation reprenant sa continuité par dessus. Or ces bandes n'étaient que l'affleurement sur le front de taille d'étroites fissures s'enfonçant profondément dans la masse. J'avais donc conclu à un phénomène de dessiccation contemporain de l'accumulation, avec assèchement fréquent de la nappe, fentes de retrait comblées à la crue suivante, tassements locaux..., tout cela confirmant le caractère subaride d'un climat que bien d'autres critères font d'ailleurs apparaître comme tel.

Il m'a été donné depuis de revoir la carrière à plusieurs reprises, tantôt avec Mr P. Birot tantôt avec M. G. Plaisance. Selon ce dernier, les

zébrures (marmorisations) ne sont pas des traces de racines au sens propre, puisqu'il s'agit en effet souvent de fentes. Mais la décoloration est bien due aux acides humiques qu'elles secrètent. Quand la racine meurt, sa décomposition libère en quantité de telles solutions agressives qui cheminent à la faveur de nuances de la stratification parfois insensibles à l'observation : plus grande densité en argile, tassements du sable ou plus ou moins grande consolidation par l'hématite... Et en effet, on voit souvent telle bande de décoloration horizontale se développer à partir d'un filet ou d'une amande de sable argileux stratifié, de sorte qu'elle était comme « prédestinée » dès l'origine du dépôt.

Quant aux fentes verticales et obliques, elles sont souvent tapissées d'un fin réseau dendritique de radicelles. Mais c'est que la racine évite les zones rubéfiées, n'y pénètre que lorsque ses sécrétions ont réduit l'hématite. D'où sa prédilection pour les fentes préexistantes. (idée de A. Cailleux : 1957 b).

La dessiccation est-elle responsable de ces fissures ? Ni M. Birot ni M. Plaisance ne le croient guère parce que le sable est trop grossier et trop peu argileux encore. Mais on constate l'existence de quelques « fentes en coin » larges, garnies de matériaux descendus de plus haut, phénomène périglaciaire type. On sait qu'elles sont dues aux contractions du sol gelé lors des très grands froids, le coin de glace se nourrissant chaque année un peu plus jusqu'à dépasser 50 cm de large. Or il existe ici toutes les transitions entre de telles fentes et nos fissures si nombreuses, larges de 2 à 5 cm. Et l'idée vient qu'il s'agit de fentes en coin avortées dont les générations ont fini par s'entrecouper en tout sens. On a même pu constater que deux de ces bandes verticales n'étaient que la section par le front de taille d'une seule fissure courbe, de sorte qu'il doit s'agir d'un réseau polygonal de fentes de retrait qui, dans le cas examiné, aurait eu plus d'un mètre de diamètre.

La « livrée burdigalienne » se ramène donc en fait à un « maquillage » quaternaire retouché par la végétation subactuelle. Peut-être toutefois le réseau des fentes en coin n'a-t-il fait que réutiliser d'anciennes fentes de dessiccation miocènes. Mais M. Birot m'a fait remarquer que plusieurs silex du lit graveleux inférieur portaient des traces d'éolisation. C'est un phénomène courant dans le sol superficiel. Mais faut-il ici invoquer une éolisation miocène ? Quoique tentante, l'hypothèse paraît fragile. Le degré d'éolisation est exactement celui qu'on trouve dans les dépôts quaternaires locaux : jamais dans un miocène authentique je n'en ai rencontré de tel. Comme nous le verrons plus loin (chapitre E22), un niveau ligérien s'est stabilisé lors d'une crise froide, à une altitude inférieure de quelques mètres seulement à celle de la plate-forme de Lamotte, et je penche pour attribuer toute la moitié supérieure de la carrière du Rez à une action de ruissellement en nappe sur tjaïle, remaniant et étalant les matériaux miocènes.

Mais ceux-ci n'ont absolument rien de commun avec une alluvion. Ni la structure ni la composition des matériaux ne permettent de dire qu'une Loire quaternaire (pas plus qu'une Sauldre) s'est égarée ici. La disposition des éléments n'est plus miocène, soit ; mais ils sont là depuis cette époque et n'ont subi que des déplacements limités.



En effet, le caractère le plus remarquable sans doute de la nappe supérieure de Lamotte, est son uniformité pétrographique. Sur un prélèvement total d'environ 2 kg effectué dans un lit cail-

louteux, la moitié de la masse environ est formé d'éléments supérieurs à 20 mm. Ceux-ci, au nombre de 60 comprennent 53 silex, tous d'un même type, 3 fragments de craie silicifiée assez tendre, et 4 quartz filoniens.

Les silex sont à calcédonite fine et translucide, noire, grise ou jaunâtre (parfois dans le même individu) avec taches opalines nombreuses. Presque toujours un cerne noir envahit la silice vers la périphérie avant que n'apparaisse l'écorce, souvent épaisse, blanche ou grise, et très spongieuse. La forme générale est extraordinairement tourmentée, et le silex paraît rongé de cavités béantes ou de trous cylindriques qu'épouse l'écorce. Ces silex sont bruts et gris ou en fragments informes, parfois éolisés comme il a été dit, et dans ce cas d'un noir luisant. De tels noyaux siliceux appartiennent vraisemblablement au Crétacé moyen (c⁴) ; on en trouve de semblables dans le Cénomanién de la Grande Sauldre (Vailly, Thou...) Le plus gros a ici 75 mm ; mais plus haut sur le front de taille, on peut faire des trouvailles plus surprenantes : tels rognons de silex à croûte blanche, presque intacts qui dépassent 20 cm ; tel bloc de brèche siliceuse sancerroise, fort anguleux (15 cm)... Les quartz sont plus petits, dépassant à peine 3 cm ; malgré un émoussé sérieux on y reconnaît les formes géométriques du filon originel.

La granulométrie et surtout la morphoscopie des sables révèle des mélanges. Vers 0.5 mm surtout on trouve parmi les quartz anguleux, noyés de feldspaths à tout degré d'altération, un certain nombre de grains « sub-anguleux » voire « émoussés », très probablement crétacés. Il arrive qu'on y récolte d'admirables petits galets de quartz en dragées d'un centimètre, lisses, de forme parfaite, qui, dans le Bassin de Paris méridional, sont un test infailible de la présence de l'Albien. On en voit d'ailleurs d'identiques dans les alluvions anciennes de la Sauldre.

Ainsi, une fraction crétacée, d'origine sancerroise selon toute probabilité, est venue s'intégrer à des matériaux de provenance lointaine.

*
* *

Deux kilomètres au nord du Rez, une autre carrière plus profonde, plus riche en sable, beaucoup moins retouchée par le ruissellement quaternaire, permet de voir les éléments grossiers, en poches ou isolés, descendus au sein du sable, 5 à 7 mètres plus bas qu'à Lamotte. Sans doute la cryoturbation a-t-elle brassé en surface sable et blocaille, mais les fragments les plus profonds n'ont paru nettement intégrés à un sable de Sologne en place. G. Denizot avait d'ailleurs signalé à côté, au Moulin des Lierres, la présence de matériel volumineux, 10 m plus bas qu'au Rez (p. 374). Il est donc bien exact que la formation solognole devient progressivement caillouteuse vers le haut. On récolte là les mêmes silex gris-noir que plus au sud, mais aussi quelques cherts rugueux du Crétacé supérieur. La proportion des quartz s'est élevée ; beaucoup approchent 5 cm, tandis que les silex peuvent dépasser de peu 15 cm.

Même remarque à l'ouest de Vouzon où toutefois les silex redeviennent abondants, rognons francs à son cristallin, avec l'écorce presque intacte et des traces luisantes d'éolisation sur les blessures. Ici encore, la taille de 15 cm constitue une sorte de « centile » approximatif.

Dans la belle carrière de sable argileux de la route de Chaon, à la sortie de Vouzon, des lignes subhorizontales de silex tranchent la fine stratification tourmentée. De grandes fentes en coin coupent la masse tous les 10 mètres, tandis que les filets clairs cheminent sur le front de taille comme des virgules que d'autres raturent en croix avec la plus grande fantaisie. Leur milieu de prédilection est un sable bien rouge, assez fin et homogène (figure 24 bis). On s'étonne moins de son bon classement quand on y relève une forte proportion de grains d'origine crétacée et même quelques grains de glauconie. La disparition d'une partie des feldspaths qui sont en proportion moindre que dans le sable de Sologne type, contribue également à fausser les caractères granulométriques d'un matériel qui est pourtant caractéristique d'une formation de ruissellement en nappe.



A l'ouest de la région Lamotte-Vouzon, la carte porte une longue trainée de placages m^{2c}. Par Yvoy, Villeny, Dhuizon on gagne ainsi Mont où G. Denizot avait vu la formation caillouteuse passer aux sables de Sologne (p. 373), « avec toutes les apparences de la continuité ». A la sortie de Mont, route de Bracieux, j'ai pu observer le sable de Sologne fin, où plusieurs générations de sables burdigaliens (m¹, m²) ont probablement été mêlées avec du Crétacé à en juger par le bon émoussé de la seule fraction fine. Mais nous sommes déjà là dans l'extension des sables de Chitenay. C'est le sol décoloré qui contient les silex et les quartz ; les traces d'éolisation y sont abondantes mais ne prouvent plus rien ; seulement on ne peut plus garantir le caractère « en place » des éléments qui pourraient être un résidu de terrasse. Pourtant on a toujours affaire au même mélange de silex et de quartz qu'à Lamotte. A Dhuizon (cimetière), Villeny, Yvoy... c'est toujours le même cortège monotone, avec une énorme prépondérance de silex à pâte noire ou grise, à cerne noir et écorce blanche, plus ou moins émoussés et éolisés. Les tailles y sont plus médiocres ; 8 cm paraît un maximum, 3 ou 4 un calibre banal.

A l'est de Lamotte, sur le plateau si régulier de Souvigny-Isdes, il semble qu'on voie apparaître quelques nuances, bien difficiles à saisir en vérité, car les silex ne se laissent pas aisément cataloguer en catégories bien tranchées. Néanmoins, et sans que la taille des gros éléments augmente, on voit le spectre se nuancer et se diversifier un peu. Les silex du type Lamotte existent toujours, mais moins prépondérants ; les formes compliquées y sont beaucoup plus rares ; la pâte est souvent rousse et ce, de plus en plus vers l'est ; des éclats de silex ambré apparaissent en nombre, alors qu'ils sont rarissimes du côté de Mont.

On peut tenter quelques statistiques, sans oser y attacher beaucoup d'importance à vrai dire. J'ai prélevé à plusieurs reprises dans des carrés d'un mètre de côté dessinés sur les fronts de taille la totalité des éléments dépassant 1 cm. Voici par exemple 20 silex (maximum 6,5 cm) contre 15 quartz (maximum 2,5) ; 12 silex y sont du type « Lamotte » à écorce blanche sur cerne noir et cœur gris, mais un seul a l'aspect « rongé » si fréquent vers l'ouest ; la plupart des autres sont roux à écorce blanche ou ambrée. Parmi les quartz, quelques-uns sont de beaux galets très plats de type albien. Ailleurs la récolte donne par contre 13 silex (jusqu'à 12 cm) contre 17 quartz (maximum 4 cm).

Autour de Cerdon et vers St-Florent, la surface topographique s'élève avec la même platitude de 160 à 170 m. Grâce à la tranchée du pipe-line destiné au gaz de Lacq (été 1959) j'ai pu constater la présence du sable de Sologne presque jusqu'à la surface. La nappe m^{2c} est ici plus que mince, presque fictive. Pourtant, sous le sol, on trouve encore de-ci de-là un gros silex (jusqu'à 18 cm), brut mais brisé et une pierraille de petits silex gris-clair presque uniquement composés d'écorce spongieuse. Mais au sud des Villoings, 5 mètres en contrebas, le cailloutis devient abondant et assez homogène (3) : beaucoup d'écorce spongieuse à petit cœur noir de calcédonite, mais aussi des fragments de silex blond dépassant la taille du poing.

Plus à l'est, avant St-Florent (carrefour Cheneau, château de Grandval) une profonde tranchée de drainage montre une masse exceptionnellement dense de gros silex noirs ou roux, à écorce gris-fer ; les formes tourmentées font leur réapparition et l'éolisation paraît générale.

Enfin l'exploitation située derrière l'église de Saint-Florent montre à la partie supérieure la présence de la nappe caillouteuse fort grossière (16 cm) mais remaniée au Quaternaire car beaucoup de silex y sont encore éolisés.

*
**

Les détails fournis par cette longue analyse sont-ils de nature à entraîner une conviction ? Le matériel créacé de la nappe supérieure a-t-il été apporté par une pré-Loire miocène (voir G. Denizot 1927 carte H.T. II) : s'agit-il des débris d'une très haute terrasse de la Loire quaternaire remaniés ultérieurement ? Ou bien viennent-ils du Sancerrois et dans ce cas, à quelle époque ?

Au Burdigalien supérieur, les sables granitiques progressent vers le nord en direction de la Manche (sables de Lozère...). La Loire n'est pas encore née ; il lui faudra attendre l'arrivée puis le départ de la mer des faluns (m³) pour se détourner vers l'ouest. On voit mal quelle hydrographie de plaine, dans un contexte tropical où la végétation n'est pas absente, aurait pu rouler des silex de 20 cm, d'ailleurs presque intacts.

On trouve des matériaux de cette dimension (et de plus gros) dans les terrasses de la Loire. Leur présence s'explique par la puis-

(3) Remarque déjà faite par G. Denizot, p. 374.

sance des débâcles de printemps, les radeaux de glace... Mais il ne faut pas trop compter ici entre Beuvron et Cosson, sur une hypothétique terrasse oubliée. Aucune des grandes nappes qui existent à l'aval, en Anjou par exemple, ne manque à l'appel entre Gien et Blois ; c'est même là qu'elles sont les plus belles (voir chapitre E 22). D'ailleurs il est un critère déjà utilisé par G. Denizot et qui, sur le terrain, m'a paru décisif : c'est la monotonie pétrographique de la nappe des silex. N'importe quelle terrasse ligérienne offre en vrac un mélange de silex de types très différents, toujours en fragments plus ou moins émoussés, de chailles jurassiques, de roches cristallines... ; il n'y a aucune comparaison possible entre un lambeau de terrasse et la formation qui nous préoccupe ici.

L'origine sancerroise paraît plus que probable. Autour d'Henrichemont, de Vailly... on trouve souvent les silex noirs de Lamotte. Quand on se déplace vers l'est en recoupant les vallées des deux Sauldre, on constate même l'apparition progressive des silex roux (turonien ou sénonien inférieurs selon la notice de Bourges). Rappelons, sans trop vouloir en tirer de conclusions, qu'il en est de même à l'est de Lamotte.

Craie silicifiée, dragées albiennes, fragments de brèche sili-ceuse, tout prouve que le massif sancerrois a apporté sa contribution à l'édification de la dalle caillouteuse de Sologne. Mais il ne peut s'agir d'un phénomène quaternaire. A cette époque, la Sauldre a déjà accompli, comme la Loire, son grand virage vers le S.O. Nous verrons, au chapitre E 21, que toutes ses terrasses sont localisées sur la rive gauche, la rivière ayant été progressivement repoussée vers le nord.

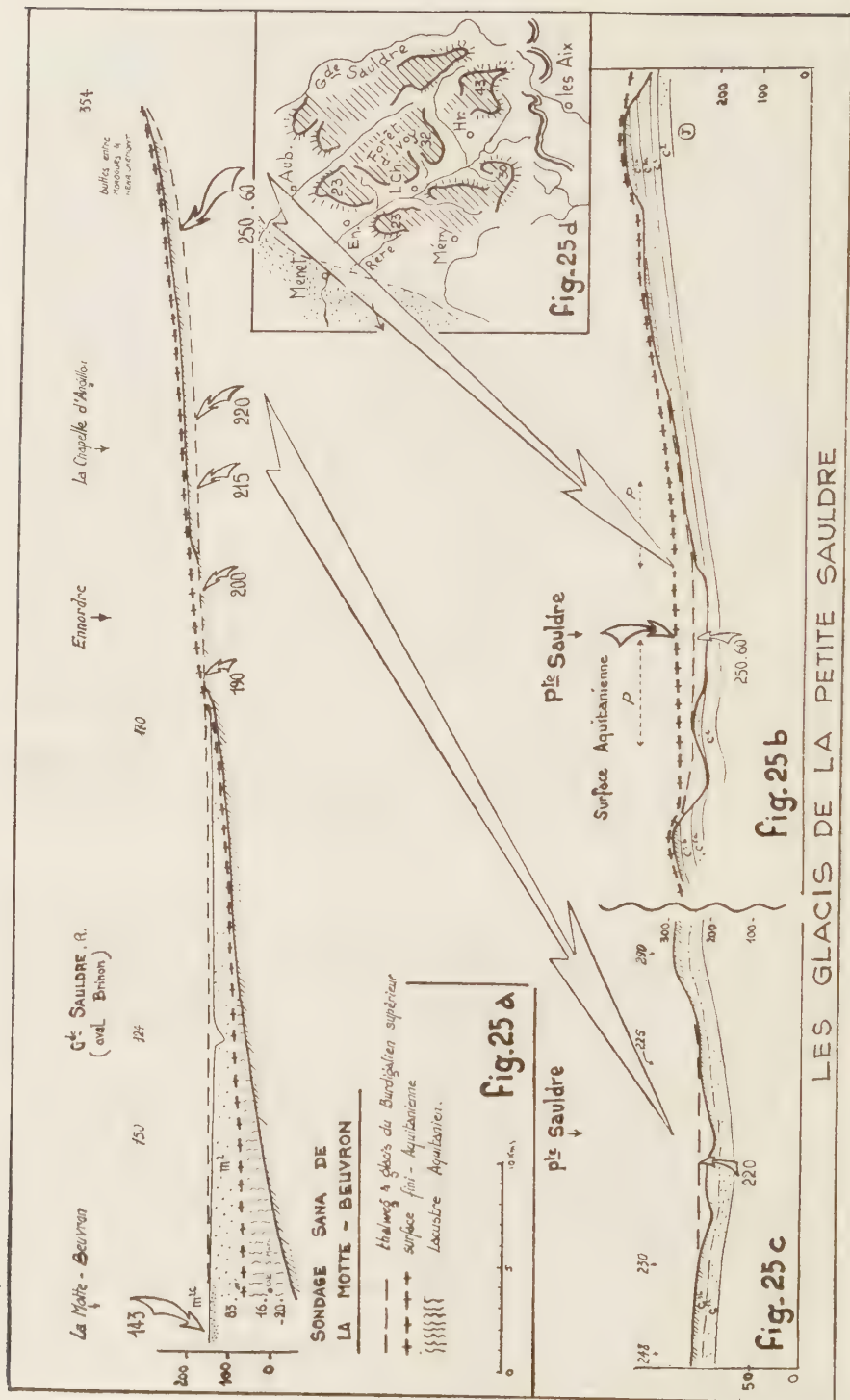
Il semble donc raisonnable de conclure avec G. Denizot que l'épandage des silex sancerrois est un phénomène miocène par lequel s'achève l'édification de la Sologne.

B 223. — LES GLACIS DE LA PETITE SAULDRE

Ainsi les étages du Crétacé moyen ont beaucoup contribué à alimenter la nappe des « cailloutis culminants » de Sologne. A cet égard, les « dragées » de quartz, typiques de l'Albien, constituent la meilleure des pièces à conviction (4). Cela implique évidemment une sérieuse éventration du bloc sancerrois sur le flanc duquel on devrait retrouver la trace des érosions miocènes.

Effectivement, lorsqu'on remonte la vallée relativement étroite de la Petite Sauldre, on débouche au sud de La Chapelle d'Angillon sur le vaste bassin d'Henrichemont dont l'ampleur paraît hors de proportion avec l'importance des ruisseaux qui y convergent. La carte porte là un placage dit p¹ qui en réalité tapisse deux types de formes. A l'ouest du bourg, vers 235-240 m, c'est une plaine large de plus de 1.500 mètres, inclinée doucement vers l'ouest comme le versant d'une vallée très mûre et dans laquelle s'emboîte

(4) Je n'ai pas pu, ou su, retrouver les « grès gris phosphatés paraissant albiens » signalés à plusieurs reprises par G. Denizot dans la formation m^{2e} (p. 374 et 348).



nettement la vallée actuelle de la Sauldre. Cette forme de maturité s'emboîte à son tour dans un ample glacis concave, sculpté sur le flanc ouest du massif crétacé d'Humbligny. La figure 25 b montre l'origine structurale de ce bassin d'Henrichemont qui correspond à une aire synclinale : mais le glacis s'est évidemment sculpté aux dépens des assises crétacées tranchées peu à peu en biseau.

Au carrefour des Simonneaux, sur la route de Vignoux, à l'altitude 270 (cote barométrique), cette vaste surface domine l'auge de la Sauldre. Une tranchée montre une masse d'argile blanchâtre bourrée de gros cherts blancs en blocs anguleux dépassant souvent 30 cm, et aussi quelques fragments d'un grès ferrugineux, probablement crétacé inférieur qui ne peut venir que du sud.

Même aspect sur la route des Aix, au flanc de la butte 354 qui domine Parassy (cote 282). Les travaux préliminaires à la construction d'une route m'y ont montré la blocaille des éléments en éclats non émoussés, si denses qu'avec l'argile blanche et onctueuse qui les baigne, ils constituent une sorte de poudingue meuble mais très cohérent de quelques mètres d'épaisseur. Il s'agit d'argile à silex étalée sur les versants d'un ample bassin (8 km de large dans le sens E.O.), aujourd'hui démantelé. Il est plus que probable que solifluction et cryoturbation ont contribué au Quaternaire à remanier et enrichir la couverture détritique qui moule les parois de l'amphithéâtre, mais il ne faut pas s'illusionner sur les effets de ce processus, beaucoup plus capable d'altérer et d'empâter des formes de cette nature que de les faire naître. D'ailleurs, l'auge quaternaire la plus ancienne est nettement inscrite en contrebas. C'est à elle que nous rapportons la vallée mûre 235-40 observée à l'ouest d'Henrichemont, comme le montrera l'étude du façonnement périglaciaire de la Sologne (chapitre E 21). Là encore, cherts blancs, silex roux à patine noire, blocs de brèche et argile blanchâtre jonchent les champs et les pâtures.

Vers l'aval, l'ample berceau s'étrangle, en partie pour des raisons structurales (figure 25 c) et passe à un couloir plus étroit. C'est que la surface générale du plateau crétacé s'incline plus vite que les profils en long de toute cette hydrographie actuelle ou passée. A l'aval d'Ennordres, brusquement libérée de l'étreinte des plateaux, la vallée s'épanouit et fait place à un très beau glacis en forme d'entonnoir (figure 25 d). Il en subsiste de larges et longs fragments de part et d'autre de la Sauldre, adossés au massif sancerrois par des concavités bien marquées. Ces formes très pures et très régulières raclent l'argile à silex à 200 puis 190 m. La plus ancienne nappe alluviale quaternaire de la Sauldre s'y emboîte nettement d'une vingtaine de mètres.

La grande carrière d'argile à silex d'Ennordres (rive gauche) dont le sommet débouche au niveau du glacis, permet de constater l'espèce de trituration à laquelle a été soumise la formation. Alors que la base laisse entrevoir une vague zonation (rognons de silex noirs recouverts par la masse des gros cherts « porcelaine »), la partie supérieure montre un mélange intime de silex variés, brisés en fragments plus menus et de blocs de brèche grossièrement émoussés, le tout imprégné de sables d'origine crétacée. Une bande rouge-vif sépare les deux faciès, actuellement déformée par la cryoturbation. De même le sable marin qui saupoudre le plateau a subi une forte éolisation qui l'a enrichi en feldspaths venus de Sologne, d'ailleurs rares et très arrondis. Mais la masse de ce sable n'est pas due à un apport éolien ; la fraction fine (10 à 20 microns) y est très abondante ; il s'agit bien d'une nappe de ruissellement très

hétérométrique et ancienne où la déflation a sélectionné une partie du sable pour le concentrer en surface.

Qu'on veuille bien maintenant se reporter à la figure 25 a. Sur ce profil S.N. exécuté dans l'axe de la Petite-Sauldre on a reconstitué la surface supérieure de l'argile à silex et, grâce à une série de coupes perpendiculaires dont deux seulement sont figurées ici, jalonné le thalweg de l'appareil hydrographique responsable de l'amphithéâtre d'Henrichemont. On voit à quel point le glacis d'Ennordres s'y intègre aisément. Qu'on le prolonge en ligne droite avec la même pente régulière (2,3 ‰) par-dessus la Sologne nivelée au Quaternaire et on aboutira au niveau des cailloutis culminants de Lamotte dont on sait qu'ils renferment tant d'éléments du Crétacé moyen sancerrois. Le vaste bassin d'Henrichemont, aujourd'hui défoncé par la Pte-Sauldre supérieure et ses ruisseaux affluents a donc bien des chances d'avoir été modelé au Miocène moyen.

*
* *

Amphithéâtre d'amont, chenal plus étroit, vaste cône d'épannage surbaissé reconstituent l'image d'un appareil torrentiel élémentaire. Mais on est frappé par l'ampleur de ces formes dans le sens transversal. Sans doute la nature argilo-sableuse du matériel peut-elle expliquer en partie une telle tendance à l'évasement, mais même les actions périglaciaires, pourtant favorables au ruissellement n'ont pu empêcher plus tard l'individualisation de vallons bien marqués. Au contraire les grandes surfaces concaves dont il subsiste de vastes fragments au flanc du massif d'Humbligny comme autour de la butte 354 de Parassy, et de même le beau glacis d'Ennordres qui s'évasait si brusquement au débouché du Sancerrois pour s'étaler sur la Sologne, évoquent un système d'érosion où le façonnement des versants l'emportait de beaucoup sur les capacités de creusement. Plus précisément, ce dispositif correspond très bien au schéma maintenant classique du glacis d'érosion en climat subaride (5). D'ailleurs, le profil en long du bassin miocène (figure 25 a) est typiquement celui d'un pédiment.

Mais surtout, l'argument le plus évocateur est fourni par l'étonnante compétence de l'écoulement miocène. On a vu la fréquence des silex et des brèches de 15.20 cm parmi les cailloutis de Sologne, à plus de 30 km des pentes sancerroises les plus proches. Or on connaît la puissance de l'écoulement en nappe, spasmodique, temporaire sans doute, mais capable de transports surprenants.

Sur les glacis de Cerdagne, qui sont sans doute ce qu'il y a en France de plus beau dans le genre (P. Birot 1937 p. 34-53) on peut observer parmi la pierraille fragile des schistes argileux, des blocs de quartz filoniens, grossièrement émoussés dont l'un affleure sur plus de 1,5 m (tranchée de la route au col de Llous). Il est vrai que le Puigmal n'est pas le Sancerrois.

(5) J. Dresch, 1957; A. Cailleux, 1950; F. Joly, 1952; et d'une manière générale les travaux du Congrès Géogr. Intern. de Lisbonne 1949.

Mais justement, il est temps de signaler un fait volontairement omis dans la description du cailloutis de Sologne tant il est de nature à plonger l'observateur dans l'expectative la plus pénible. J'ai déjà parlé des blocs de brèche siliceuse (argile à silex consolidée à l'Eocène inférieur) qui jonchent les pentes du Sancerrois et en particulier le glacis d'Ennordres. Or on en retrouve de semblables en pleine Sologne, le plus souvent à l'état de bornes dans les villages. On en peut voir une de 80 cm, grossièrement émoussée, dans une rue de Vouzon. D'autres soutiennent le soubassement de l'église, ou, inutiles, s'alignent le long d'un mur. Il en est d'analogues (50 à 60 cm en général) dans les rues d'Isdes, de Vannes, de Chaon... Il est probable qu'ils ont été extraits lors du creusement d'un puits ou des fondations d'une maison. M. Birot suggère qu'un culte aurait pu être rendu autrefois à ces blocs si inusités en Sologne, justifiant leur transport depuis le Sancerrois (encore que dans ce pays de fondrières, les chemins aient été bien peu à la mesure de ce charroyage). C'est pourquoi nous préférons ne rien déduire d'une telle présence. Mais on en voit aussi de moins importants, parfois brèches, parfois gros silex ambrés à croûte blanche, sommairement émoussés, loin des habitations. Par exemple à Chaon dans un jardin, un bloc de 35 cm, trop petit pour avoir suscité un culte, trop gros pour qu'on s'en soit embarrassé lors d'un transport de matériaux de construction ou d'empierrement. J'en ai vu de semblables au coin d'un bois, en pleine campagne !

Plus au nord, au-delà du Cosson, on approche des hautes terrasses de la Loire. Cette fois, dans la nappe alluviale, des blocs semblables, d'un mètre parfois, abondent. Ils sont venus de l'est, transportés par des radeaux de glace. Leur présence redevient normale ; mais elle laisse planer un doute sur l'âge miocène de la formation caillouteuse d'entre Beuvron et Cosson. A nouveau ressurgit l'hypothèse que cette dernière résulte du démantèlement sur place d'une très haute nappe alluviale quaternaire. En définitive, le meilleur argument en faveur de l'origine sancerroise et de l'âge tertiaire de ces cailloutis, c'est encore leur monotonie pétrographique parfaitement incompatible avec la composition d'une alluvion. Nous le croyons très fort.

Mais si quelques blocs de brèche (30, 40 cm ou plus) sont effectivement en place dans le Miocène moyen de la Sologne, à 35 km de leur source, ils dénotent une crise morphologique d'une rare violence.

*
* *

Une certaine qualité du climat ne paraît pas suffisante à rendre compte du déclenchement de cette crise. On voit bien (figure 25 d) que le bassin d'Henrichemont et son chenal se sont moulés dans une sorte de gouttière synclinale affectant les assises crétacées dont l'ensemble est nettement basculé vers le nord. Cette tectonique semble pouvoir être datée d'une façon exceptionnellement précise pour le Bassin de Paris.

Sur la figure 25 a, on a reporté l'interprétation faite par G. Denizot du sondage de Lamotte (voir chapitre B 213). Pour cet auteur, le faciès bordier des marnes aquitaniennes de Beauce ne dépasse pas en profondeur vers le sud le cours moyen de la Sauldre. On voit avec quelle continuité topographique la surface terminale de l'Oligocène passe à celle de l'argile à silex.

Un tel dispositif nous est familier. Je rappelle que dans la région des plateaux crétacés au sud de Selles, la surface d'érosion fini-aquitaniennne s'est développée à partir du sommet du remblaiement lacustre, l'ensemble ayant été ultérieurement basculé (voir chapitre A 31). Ce phénomène, extrêmement général dans tout le Blésois, se retrouve vers l'est entre Cher et Rère ; les marnes lacustres à faciès bordier y égratignent le flanc de la Forêt de Saint-Laurent laquelle s'élève doucement jusqu'à Vierzon.

Et on voit bien sur la figure 25 a que la partie ouest du massif sancerrois, Forêts d'Allogny et de Saint-Palais, offre les mêmes relations vis-à-vis du lac de Beauce. Il faut attendre 12 à 15 km au S.-E. du rivage aquitanienn pour qu'une flexure hisse la plate-forme d'argile à silex et crée le Sancerrois. Cette flexure n'existait pas lors de la transgression lacustre. On sait d'ailleurs que dans le tréfonds de la Sologne (chapitre B 213) un autre accident semblable ne s'est produit qu'après l'arrivée des sables granitiques.

Entre les Forêts d'Allogny et de Saint-Palais gonflées jusqu'à plus de 300 m, et celle de Saint-Laurent relevée à 170 seulement, il n'y a qu'une différence d'intensité dans la déformation ; et de même le cas de la Forêt de Saint-Laurent n'est-il qu'une amplification de tout ce que nous avons noté au sud de Selles et de Valençay.

Ainsi voit-on peu à peu vers l'est s'affirmer l'importance d'une tectonique dont les gauchissements ont altéré la perfection de la grande plaine rayonnant autour des rives du lac de Beauce.

Sur la bordure N.-O. de la Sologne, des ravinements ont précédé l'arrivée des sables granitiques (Chitenay, Ingré... voir chapitre B 212). Mais ici, au flanc du Sancerrois, on ne trouve rien de tel. Les faciès solognots y sont précisément les plus fins, coupés de lits siliceux (G. Denizot 1927 p. 377 et A. Vatan 1947 p. 55-6), qui paraissent impliquer une sédimentation très calme (6). On a seulement signalé, d'après de Grossouvre (1897-8) une sorte de chenal vers Neuvy-sur-Barangeon, comblé de sables fins et d'argile grise coupés de lignites. Il semble donc que le Sancerrois n'ait même pas connu la légère agitation tectonique qui a affecté le Blésois au début du Burdigalien (m¹).

Par contre, le façonnement du bassin d'Henrichemont, l'épannage des matériaux crétacés volumineux à la surface de la Sologne, apparemment en continuité avec ses dépôts, traduisent une crise dont l'origine tectonique paraît évidente quel que soit le contexte climatique dans laquelle elle s'est déroulée.

A la fin du Burdigalien, il semble bien que le Sancerrois occidental vient de naître.

(6) Voir plus loin, chapitre D 525

B3 LE BASSIN DE VIERZON-MEHUN

B 31 Lacustre éocène et sidérolithique

Au S.E. de Vierzon s'étend un vaste dépôt lacustre éocène supérieur (e³), vers lequel convergent Yèvre, Cher et Arnon. D'autres placages jalonnent le cours du Cher en direction du sud, jusqu'au fond du bassin de Montluçon (Domerat). Le Cher, à l'amont de Vierzon a donc, en tant qu'axe hydrographique, des lettres de noblesse telles que peu de rivières françaises pourraient en présenter d'aussi anciennes.

Le calcaire lacustre, parfois coupé de lits siliceux (Mehun), ou imprégné de magnésie (Quincy) est un dépôt d'eaux calmes comme le montre la fréquence du faciès oolithique « preuve d'une concrétion en milieu immobile » (A. Vatan 1947 b p. 141). Le paysage à l'Eocène supérieur devait donc être celui d'une plaine, probablement en milieu tropical suffisamment humide pour que la végétation paralyse le transport des matériaux détritiques.

Le calcaire repose en continuité sur une formation riche en fer dont l'extension semble avoir été plus vaste que la sienne. Ce sidérolithique franc est une argile sableuse d'un rouge sombre intense, bourrés d'oolithes et de pisolithes brun-noir. Ces concrétions sont faites de fines enveloppes de limonite et d'hématite amorphe enrobant un noyau qui peut être un fragment de grès ferrugineux plus ou moins évolué, voire un fragment d'oolithe brisée. Une telle structure prouve, selon A. Vatan que l'oolithe sidérolithique s'est, elle aussi, formée en milieu immobile (1947 b p. 98). Ce milieu devait être lui-même suffisamment aqueux, la structure concentrique impliquant un gel où les solutions colloïdales peuvent se concrétionner librement, selon un processus d'ailleurs mal connu. Les oolithes, qui peuvent avoir de 0,5 à 3 ou 4 mm s'agglutinent souvent grâce à une enveloppe limonitique commune, leur conférant la forme et parfois la taille d'une grappe de raisin.

Hors de l'axe du Cher, toutes les concrétions ferrugineuses éocènes que j'ai pu observer m'ont montré une structure moins parfaite. Le plus souvent, seule une mince couche de limonite enrobe un noyau gréseux fort peu sphérique. Sans doute la genèse des oolithes n'a-t-elle été nulle part aussi favorisée que dans le Berry central ; il est probable que la gouttière synclinale du Cher jouait déjà, permettant une imprégnation plus durable de l'argile ferrugineuse par l'eau.

La gangue est une argile sableuse rouge, d'aspect tout à fait analogue, sous la loupe, à une latérite meuble de Madagascar (Fianarantsoa par exemple). Et en effet, pour A. Vatan, l'analogie est évidente entre les minerais latéritiques et ceux du Berry (p. 27 et 96). Cet auteur a donné une très intéressante description d'un faciès du même âge sur socle gneissique en Auvergne (Le Lembron : p. 90, 92 et 25-6). On voit de bas en haut la roche saine s'altérer progressivement (feldspaths et biotite surtout), passer à une roche rouge concrétionnée, décolorée par taches, puis à un grès blanc argileux. Il s'agit donc d'un phénomène éluvial typique avec prépondérance du lessivage, accompagné probablement de grosses variations thermiques à en juger par l'éclatement in situ des quartz.

Dans le bassin du Cher, le sable argileux rouge fournit après lavage une très forte proportion de sables fins, remarquablement émoussés, même aux très petites tailles (0,15 mm), tout à fait comparables à ceux de l'Albien d'Allogny, mêlés à des quartz anguleux de type granitique, parfois en minorité. Les feldspaths sont rares quand l'argile est authentiquement en place, car il s'agit d'un apport éocène (voir l'analyse des sables de Brenne contemporains, chapitre D522). Sous le lacustre des Bois de Luet près de Marmagne, A. Vatan a reconnu des masses d'argile kaolinique (p. 44).

La maturation des oolithes s'est donc faite dans une nappe sablo-argileuse de transport, mais il est bien évident qu'un voile de sables crétacés subsistait sur la surface de discordance berrichonne. On peut remarquer d'ailleurs que les plus beaux faciès sidérolithiques, les sols rouges les plus agressifs, se trouvent sur les dépôts du Crétacé inférieur assez épais pour que la carte les ait figurés (Provenchère près de Massay...) C'est que l'altération sidérolithique a bénéficié d'un milieu argilo-sableux déjà très riche en fer. Loin vers le sud, on peut ainsi retrouver, en proportion très inégale selon les points, de ces sables crétacés inclus dans les nappes éocènes ou même miocènes (voir chapitre D 41).

Par conséquent, à la fin de l'Eocène, la Champagne Berrichonne est encore couverte d'une pellicule de Crétacé inférieur à peu près en place que triturent et remanient des courants apportant du sud des argiles latéritiques arrachées au socle. Déjà la gouttière du Cher se dessine, suffisamment baignée d'humidité dans les longues périodes d'atonie morphologique pour que le minéral de fer s'y concentre.

Dans les anciennes minières, que ce soit à Dun-sur-Auron, à Ville-neuve-sur-Cher, à La Chapelle-St-Ursin..., le substratum calcaire apparaît très corrodé. L'argile rouge repose sur une surface très irrégulière. On récolte à Dun des blocs de calcaire lithographique chamois (j³) extraordinairement rongés et recouverts d'une pellicule brune et dure de calcaire cristallin, sans doute lacustre, bourré d'oolithes. Telle plaque de calcaire chamois épaisse d'un cm montre sur les deux faces un réseau ramifié de petits canaux larges de 3 à 4 mm ; ces traces de dissolution qu'épouse la pellicule brunâtre rappellent beaucoup les vermicules du calcaire lacustre dans lesquels A. Vatan voit des traces de racines contemporaines.

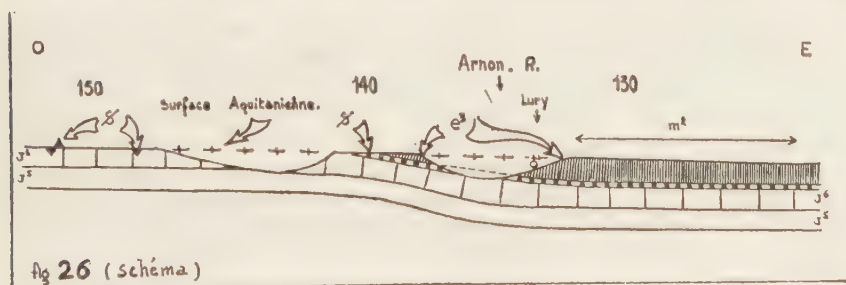
On a parlé de diaclases remplies par l'argile à minéral (A. Vatan p. 29). Cela ressemble plutôt à la fossilisation d'un lapié. Toute cette topographie infra-lacustre est en effet marquée du signe de l'érosion karstique. Souvent le minéral exploité laisse béante une excavation conique analogue à l'impact d'une grosse bombe. Ces cavités existent loin de l'extension lacustre actuelle, isolées au milieu des champs ou des friches. Quand une carrière de versant permet de les voir en coupe, on constate qu'il s'agit d'une sorte de doline prolongée vers le bas par des cheminées bourrées d'argile à minéral, rouge-violacé ou blanche (route de Lunery à Saint-Florent...). D'où la croyance à une influence hydrothermale (De Grossouvre).

Le sidérolithique fossilise ainsi une topographie karstique où les dénivellations presque toujours brutales devaient excéder 20 mètres. On voit par exemple au sud de Poisieux, les cavités coniques cribler le plateau jurassique mais aussi les versants d'un vallon sec aux flancs raides tout bariolés de rouge; le fond de la poche la plus profonde descend à 130-31 m. tandis que le plateau en tranche d'autres à 150.

*
**

La platitude des interfluvies porte en effet la marque d'un aplatissement d'une rare perfection.

La sédimentation lacustre éocène a certainement beaucoup contribué à rendre à la topographie berrichonne le calme que l'érosion karstique antérieure lui avait fait perdre. Les grandes carrières de La Chapelle St-Ursin (station) montrent un faciès bréchioïde original du calcaire ludien dans lequel, entre des plages rubannées de calcite inégalement cristallisée, apparaissent des noyaux anguleux d'argile rouge sidérolithique plus ou moins durcie par la silice. Des nuages d'oolithes parfois brisées apparaissent aussi au sein de la masse calcaire, visiblement remaniées d'un



rivage tout proche. Or le calcaire s'épaissit très vite vers le nord. Il n'est donc pas impossible que le rivage ait à peu près correspondu en certains points à la limite actuelle des affleurements.

Mais il ne peut en être de même partout. Entre Cher et Arnon, par exemple, taches sidérolithiques et plaques calcaires affleurent de-ci de-là sur un plateau jurassique très régulier. Il est impossible qu'un voile lacustre ne se soit pas étendu partout ici, dont un

aplanissement ultérieur n'a laissé que les parties les plus profondes.

La figure 26 montre le rôle d'une flexure qui paraît postérieure au Ludien car un aplanissement, lui-même basculé vers l'est, tranche en biseau les différents faciès éocènes avec une rapidité et une régularité telles qu'on doute qu'il puisse s'agir uniquement d'un aspect propre à la sédimentation continentale.

D'ailleurs, le lacustre ludien a été faillé. A l'est de Lunery la faille est indiscutable. Une vallée sèche bien marquée coupe la route de Saint-Caprais précisément au passage de l'accident. Son versant droit montre le calcaire lithographique rauracien en plaquettes noirissant à l'air, tandis que la rive gauche fournit de bas en haut le même calcaire bréchoïde bourré d'oolithes qu'à La Chapelle-Saint-Ursin. Ici le contact est donc brutal, sans l'auréole sidérolithique habituelle; mais la continuité topographique est parfaite et seule l'apparition de la lande à genévriers ainsi qu'un modelé périglaciaire moins souple décèlent le dur et infertile calcaire éocène.

Or l'aplanissement post-ludien a réalisé une topographie très régulière qui se raccorde avec la surface aquitaniennne nivelant l'anticlinal de Graçay. Seulement, gonflée au nord du Fouzon et plus encore au sud vers Ménétréol (fig. 17), cette surface se déprime doucement vers l'est. Elle dessine une gouttière N.-S., inclinée au nord, empruntée par les cours parallèles de l'Arnon et du Cher et jonchée de placages de sables granitiques. Ces derniers, où la part du matériel fin crétacé est encore importante, jalonnent une des voies d'arrivée du sable de Sologne.

Post-ludienne et pré-burdigalienne, en parfaite continuité topographique avec celle qui se développe plus à l'ouest autour des rives du lac de Beauce, la surface d'aplanissement de Reuilly, La Chapelle-Saint-Ursin, Mehun... peut donc être légitimement qualifiée aussi d'aquitaniennne (1).

Elle présente d'ailleurs exactement les mêmes caractères : le polygénisme puisqu'elle n'a fait que retoucher à peu de frais une situation antérieure; la perfection, puisqu'elle ramène la platitude impeccable là où régnait l'anarchie topographique de l'Eocène supérieur. Comme autour de Graçay elle succède à une crise tectonique modérée dont elle annule les effets pour subir ensuite un gauchissement qui déclenche et guide la sédimentation miocène. Et partout, le réseau actuel n'est commandé que par les seules déformations post-aquitaniennes.

(1) C'est aussi l'avis de B. Bomer (1956).

B 32 La cuesta d'Allogny

Il est difficile de voir en place, entre Cher et Arnon, la pellicule de sables granitiques indiquée par la feuille de Bourges. C'est en lavant des prélèvements de terre, faits sous bois (Charost) ou à l'emplacement d'une carrière abandonnée (ouest de Quincy) que j'ai pu me faire une idée de sa composition. Chaque fois, on y retrouve une forte proportion de sable fin albien. Il est douteux qu'il puisse s'agir d'une nappe alluviale quaternaire. D'abord parce qu'elle serait alors purement « granitique », et aussi parce que la plus ancienne terrasse se retrouve le long de l'Arnon comme du Cher, déjà légèrement emboîtée dans le plateau, donc en contrebas, et que son matériel présente une structure et des traces d'éolisation qui n'existent pas ici (voir chapitre E 24).

Entre Reuilly et Quincy, le sable se trouve vers 130-135 m. Or à Reuilly, sur la rive gauche de l'Arnon, la carte porte un large placage, dit p¹, à 160 m. Cette datation, due à Douvillé (P de la première édition) signifie seulement que le dépôt est plus élevé que la plus vieille terrasse quaternaire.

Observons-le, route de Paudy, dans une très belle carrière dont le sommet débouche exactement au niveau du plateau très régulier. Sur plus de 4 mètres deux formations s'y superposent, séparées par une ligne irrégulière mais bien nette. Celle du bas est un sable rouge, assez fin, bien homogène. Les feldspaths, l'absence d'éléments grossiers (rien n'y dépasse 2 mm), l'aspect déchiqueté des quartz dont l'énorme majorité (90 %) est de type « anguleux » ou « subanguleux », la couleur rouge sombre et la texture argileuse montrent qu'il s'agit d'un sable de Sologne typique (2). Les grains d'origine crétacée y sont très rares. Les feldspaths sont extrêmement altérés. Le lavage sur les mailles d'un tamis fin (0,040 mm) a laissé partir près du tiers de la masse étudiée (29 %) (3). Le sable est donc en place depuis longtemps.

La formation supérieure est beaucoup plus caillouteuse, avec une stratification entrecroisée nette et vigoureuse. Le matériel sous-jacent s'y retrouve, additionné d'une fraction grossière dont les quartz filoniens excèdent rarement 20 mm. Beaucoup d'oolithes sidérolithiques et de fragments de calcaires lacustres et jurassiques siliceux s'y trouvent inclus.

L'ensemble de la carrière, et particulièrement la zone supérieure, est surchargé d'un dessin dense et fantaisiste dû aux grandes zébrures claires analogues à celles de Lamotte. Là encore, le cheminement des acides humiques a souligné les joints de la stratification aussi bien que le réseau des profondes mais étroites « fentes en coin » (4), et il paraît

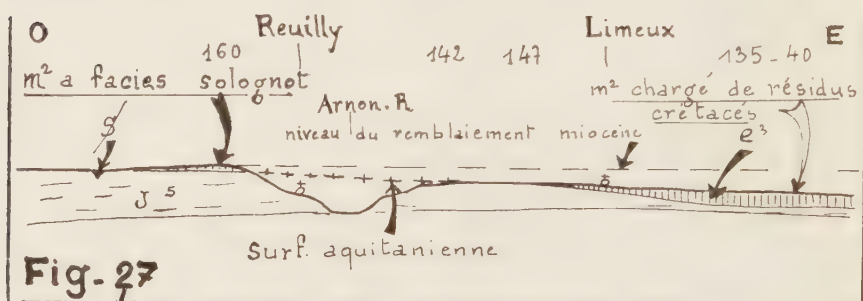
(2) C'est l'avis de A. Vatan (1947, p. 159).

(3) La courbe granulométrique indique curieusement un très bon classement de style presque « marin », bien incompatible avec le caractère déchiqueté des quartz, quoique avec une curieuse « traîne » dans les parties fines. C'est que les feldspaths, altérés postérieurement au dépôt, ont donné de fins débris ou de l'argile, entraînés par le lavage. Le sable est donc anormalement appauvri en éléments volumineux comme en éléments très fins. La courbe a perdu tout intérêt.

(4) Un peu de matériel éolisé y est descendu lors de la fusion des coins de glace.

vraisemblable qu'un certain remaniement périglaciaire a pu retoucher le dépôt. Mais étant donnée sa position culminante un déplacement massif du matériel n'aurait pu que le détruire. De la pellicule sableuse dispersée entre Arnon et Cher vers 135-140 m, ou de la formation de Reuilly (160 m), si quelque chose est bien en place, c'est cette dernière.

Elle présente d'ailleurs une superposition classique en Sologne. Le sable fin de base, qui ne ressemble à aucun faciès alluvionnaire (5), ne peut être qu'un lambeau de la nappe burdigalienne (m^2). La masse caillouteuse supérieure a tous les caractères de celle qui culmine entre Beuvron et Cosson. On trouve des quartz filoniens de 5 cm dans les champs (parfois 12 mais on n'ose affirmer que l'homme n'y est pour rien). C'est le calibre de ceux qui jonchent les environs de Lamotte, Souvigny... Naturellement les silex manquent.



La figure 27 montre la torsion de la surface aquitanienne, responsable de la gouttière N.S par où les sables ont progressé vers la Sologne. Loin au-delà vers l'est, au nord de Bourges (Asnières-Fouland) une formation alluviale de type quaternaire mêlée à 160 m du matériel crétacé, du sidérolithique local et des sables feldspathiques. Ces derniers dérivent probablement de la formation miocène dont l'extension aurait ainsi été fort vaste. D'où, sur notre figure 27 la reconstitution du manteau granitique considéré comme ayant comblé la gouttière. Au fond de celle-ci la proportion des sables crétacés est encore forte car il s'agit du premier apport remaniant peut-être le sidérolithique. A la partie supérieure, au contraire, l'origine granitique est presque exclusive.

Plus au sud, la nappe n'avait sans doute pas les 20 ou 30 mètres que nous lui prêtons ici puisque la surface berrichonne, raclée au plus près, a livré quantité d'oolithes au niveau supérieur de Reuilly. La région du bassin lacustre de Vierzon-Mehun où convergent Arnon, Cher et Yèvre s'est donc comportée en zone d'accumulation, c'est-à-dire en antichambre de la Sologne.

*
**

(5) Chaput (1917, p. 186) qui ne donne jamais tant de détails, faisait du tout l'unique (!) représentant dans le bassin de l'Arnon, d'une terrasse de 55 mètres.

La Forêt d'Allogny couvre un plateau triangulaire s'effilant vers le sud comme un éperon. Entièrement formé d'argile à silex, il s'élève doucement depuis les marges de la Sologne pour culminer à 300 m d'où sa pointe méridionale domine la Champagne Berri-chonne d'au moins 150 mètres. La surface aquitanienne émergeant des sables solognots à 200 m l'accapagne dans son ascension (voir chapitre B 223-3 et figure 25 a).

Or cette surface s'étendait aussi sur les dépôts lacustres éocènes de Mehun-Reuilly où elle vient d'être signalée entre 140 et 160 m suivant les points. La cuesta d'Allogny appartient donc à un bloc déformé par un gauchissement post-aquitainien. Elle est à la structure sédimentaire ce que le bloc basculé est au socle (figure 28).

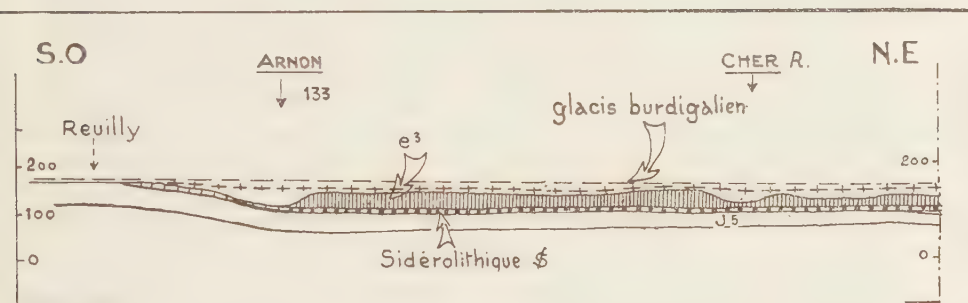


Fig. 28

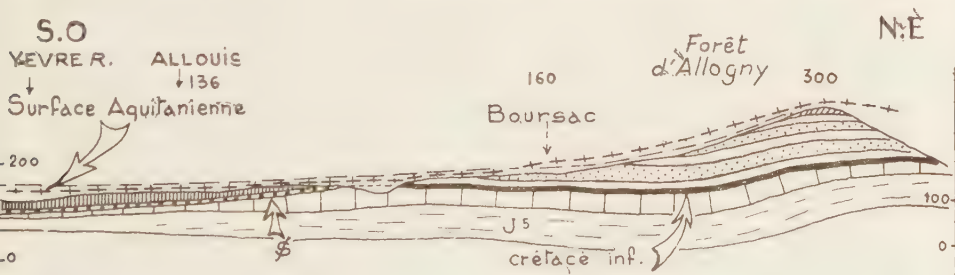


Fig. 28 (suite) h x 8

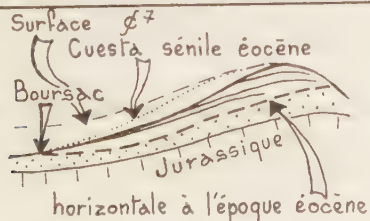
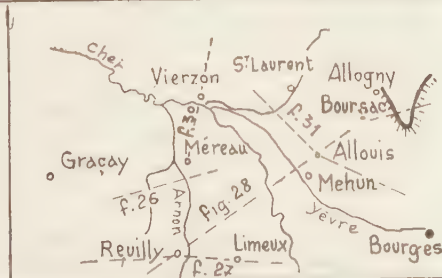


Fig. 28bis (Autre interprétation du cas Boursac.)



Cette torsion a déclenché une érosion de type subaride qui, sur le revers nord, a ouvert le bassin d'Henrichemont et projeté sur la Sologne la nappe dite des « cailloutis culminants ». Il est donc logique de s'attendre à trouver du côté de la flexure méridionale plus brutale un façonnement de même type. Et de fait, de longues pentes concaves rayonnent à même le sable crétacé tout autour de l'extrémité de l'éperon.

La figure 28 résume l'ensemble de ces relations. Au lieu-dit Boursac, alors que la belle concavité du versant achève d'entamer la base du Cénomanien pour pénétrer au sein des sables albiens, une grande carrière, quelque peu énigmatique, montre un dépôt fort différent de ce qu'annonce la carte.

Il s'agit, sur plus de 5 mètres, d'une masse d'argile à silex telle que nous la connaissons sur les plateaux voisins (Chapitre A 53), quoique enrichie en sable. Encore blanchâtre ou verdâtre le plus souvent, elle est rubéfiée par place, mouchetures et poches roussâtres se répartissant au hasard dans la masse claire. Cette argile contient une très forte proportion de silex de toutes tailles, certains bruts ou sommairement émoussés, d'autres mieux façonnés; mais ces derniers sont les restes d'une formation analogue à celle de Touraine (Chapitre A 52) dont on retrouve beaucoup d'éléments dans les alluvions anciennes du Barangeon et de la Petite Sauldre (Vouzeron, Ennordres) et dont l'extension est extrêmement générale dans le Bassin de Paris méridional. Il faut donc se garder ici d'en utiliser l'émoussé. Outre les silex, on relève un grand nombre de blocs de brèche siliceuse ainsi que, en désordre, des fragments d'une roche à ciment ferrugineux contenant des éclats de silex, qui est un faciès local du sidérolithique (6). Ces matériaux grossiers peuvent être très volumineux; des blocs gros comme deux fois la tête d'un homme sont courants; il en est de plus importants. Le tout présente une absence totale de stratification.

Par-dessus cette masse, des sables roux feldspathiques, d'aspect typiquement solognot, reposent, d'épaisseur très inégale, car une puissante cryoturbation les a injectés en poches contournées au sein de l'argile à silex. Près du contact des deux formations le sable est fortement argileux. Plus haut, il se désagrège assez facilement au doigt et son lavage sur les mailles du tamis 0,040 mm ne laisse plus filtrer que 14 % de son poids (comparer aux 29 % du sable miocène de Reuilly). A la taille de 0,7 mm la majorité des quartz porte la marque du façonnement éolien (60 à 65 %); les vrais « ronds-mats » sont plus rares (24 %). Même ceux de 0,3 mm fournissent encore 18 % de grains « mats » et à cette dimension l'importance des grains « émoussés » ou « arrondis » est telle qu'on voit bien qu'une grande partie du stock a été arrachée au Crétacé local. Mais les feldspaths sont encore nombreux. Après lavage à l'acide, ceux qui ont survécu, en général bien arrondis, forment encore 15 % des grains. Il y a donc eu mélange avec du sable « granitique ». La granulométrie montre un excellent classement ce qui serait normal pour un sable éolisé si l'altération *in situ* des feldspaths ne pouvait, comme à Reuilly, en rendre aussi bien compte.

Cryoturbation et éolisation des sables sont un phénomène quaternaire banal au sein d'une formation qui n'a qu'1 à 2 mètres d'épaisseur. Mais elles posent un redoutable problème à qui veut

(6) Ce fait incite à ne pas attribuer l'ensemble du dépôt à un faciès latéral du sidérolithique du Barangeon comme semble le suggérer L. Aufrère (1931 c) mais à une formation plus récente.

interpréter correctement la carrière de Boursac. Si les sables feldspathiques sont bien « de Sologne », et en place ici depuis leur transport, ils scellent toute cette morphologie et garantissent l'âge au plus tard miocène du dépôt sous-jacent et du glacis d'Allogny. S'ils sont dus à un transport éolien quaternaire depuis le bassin de Mehun ils enlèvent beaucoup de sûreté au diagnostic sans toutefois le compromettre définitivement. Mais on peut craindre que la blocaille d'argile à silex ne soit elle-même due à un phénomène de solifluction en masse quaternaire, et tout le glacis pourrait alors être récent.

Toutefois, un peu à l'amont de Boursac, on a exploité jadis des sables cénomaniens en place. Il paraît difficile de croire que, si une galette d'argile à silex avait soliflué depuis le haut, elle n'ait pas tapissé la totalité du versant. C'est bien plutôt le ruissellement quaternaire qui a ravivé la corniche de la cuesta comme il a tronçonné le glacis, détruisant une bonne partie des « dépôts de pente » anciens. Cela apparaît très bien sur une carte un peu précise, malgré ses erreurs de détail, comme les minutes au 1/40.000. D'ailleurs nous connaissons les effets du ruissellement quaternaire sur le flanc nord du Sancerrois. Il a étalé sur la Sologne méridionale une nappe à dominante sableuse d'origine crétacée et à caractère éolien très marqué qui n'a rien de commun avec la blocaille argileuse de Boursac (voir chapitre E 21).

De plus, et surtout, quand l'éolisation s'attaque à un sable de Sologne argileux et rouge, elle le nettoie, le prive de toutes ses parties fines, lui restitue la blancheur de ses quartz et de ses feldspaths. Nous en verrons de très beaux exemples dans le bassin du Loing. Et, précisément près de l'endroit qui nous occupe, au château des Fontaines, on peut observer une telle nappe de ruissellement quaternaire, faite de sables crétacés et de quelques silex, le tout éolisé (p^1 de la carte). L'ensemble est propre, presque blanc, alors que le crétacé en place est très rouge. De plus, la formation en question est très nettement emboîtée aux dépens du glacis de la figure 28.

Il semble donc qu'à Boursac, le vent, puis la cryoturbation et le ruissellement (il y a des silex dans le sable roux), ont affecté un sable granitique miocène local auquel l'altération avait depuis longtemps conféré la structure argileuse et la couleur rousse tout à fait semblables à celles du sable de Reuilly. Car s'il s'était agi d'un matériel étranger transporté sur plus de 10 km par le vent, le sable serait propre et presque totalement privé d'argile (7). C'est en tout cas l'aspect de tous les sables dunaires qui abondent sur les marges sancerroises de la Sologne (voir chap. E 21).

*
* *

(7) Les grandes zébrures claires qui, là encore, décolorent localement le sable, ne changent rien à ce fait.

On voit que, tout bien pesé, le bassin de Mehun semble apporter une heureuse confirmation à l'hypothèse qu'avait fait naître l'étude de la Sologne. Les premiers sables granitiques miocènes ont progressé vers le nord à la surface d'une plaine d'origine aquitaine encore peu déformée. Mais vers la fin du Burdigalien le plateau crétacé de la Forêt d'Allogny est affecté par un gauchissement qui le bascule vers le nord. Côté Berry, la surface d'érosion tranchait rapidement le Crétacé pour passer à la surface du lacustre éocène puis du Jurassique. La flexure offrait alors aux coups d'une érosion de type subaride un versant modelé dans les fragiles matériaux crétacés. Ainsi naît le glacis de la figure 28 tapissé de débris très hétérométriques arrachés au front de la côte naissante. Le cas « Boursac » n'est d'ailleurs pas unique tout autour de la fine cuesta (8) (Breuilley, Puyvallée...), mais les carrières y sont insuffisantes ou abandonnées.

Dans le même temps la gouttière N.S. de Mehun se déprime, les sables s'y accumulent jusqu'au pied de la cuesta dont ils envahissent peu à peu le glacis. A Reuilley comme à Boursac, comme à Fouland (nord de Bourges), le sable granitique est à 160 m et cette coïncidence révèle peut-être l'altitude maximum atteinte par cette « transgression ». Ainsi, au moment où les cailloutis de Sologne comme ceux de Reuilley semblent témoigner d'une exaspération des processus morphologiques, s'achève la mise en place de la côte crétacée dominant Bourges.

La genèse de celle-ci est donc miocène et post-miocène, affirmation qui va faire ressurgir une vieille querelle relative à la « cuesta fossile éocène du Barangeon ».

(8) Sur le versant S.O. de l'éperon d'Allogny le pendage dû à la flexure interdit qu'on parle de cuesta. Mais dès l'extrémité sud et sur le versant est, côté Moulon, le terme redevient correct. C'est pourquoi, pour simplifier, nous parlons de la cuesta d'Allogny.

B 33 Problèmes du Barangeon**B 331. — ÉTAT DE LA QUESTION**

La cuesta crétacée du Berry est surtout célèbre dans la littérature par le curieux exemple qu'elle paraît fournir d'une forme de relief très ancienne, fossilisée à l'Eocène supérieur, et exhumée partiellement depuis. Le fait a été signalé par De Grossouvre (1900), mentionné en passant comme chose acquise par L. Aufrère et E. Bruet (1931 a), nié aussitôt par A. Briquet (1931), réaffirmé par L. Aufrère (1931 c), repris par B. Bomer (1951). Nous en traitions à notre tour (J. Gras 1960) pour conclure à la réalité de la côte éocène, mais pour donner malgré tout raison sur le fond à l'interprétation de A. Briquet.

A Vierzon le lacustre affleure à 130 m sur la rive gauche du Cher, reposant sur du Crétacé moyen ou inférieur, tandis que la rive droite est dominée par un plateau d'argile à silex à 170 m (Forêt de Saint-Laurent). D'où l'idée d'une cuesta éocène.

Pour A. Briquet, le dessin général des contacts géologiques au nord du Berry central est un trait fort ancien. Le Crétacé supérieur décalcifié (c⁷) dessine, on le sait, deux grands rentrants. L'un, orienté vers l'O.-N.-O. est dû à la « boutonnière » de Graçay. L'autre, N.-N.-E., correspond au cours inférieur du Barangeon (voir figure 19). Il y faudrait voir l'œuvre de deux anticlinaux anté-tertiaires, à peu près perpendiculaires, nivelés par une pénéplaine paléocène. Sur celle-ci se dépose le lacustre qui ne s'appuie donc à aucune cuesta. Bien plus tard (fin Miocène), une série de flexures coïncidant assez bien avec les limites nord du dépôt éocène, soulève la Forêt de Saint-Laurent et bien plus celle d'Allogny, affaisse le bassin de Mehun ainsi que la région inférieure du Barangeon. Par analogie avec la cuesta du Barrois plus ou moins bien datée par le célèbre gisement villafranchien d'Arc, la genèse de celle de Vierzon serait l'œuvre d'une érosion pliocène s'exerçant sur le front des deux flexures et supprimant ce que ces dernières pouvaient avoir englobé du dépôt éocène.

On voit tout ce que cette conception a de commun avec la nôtre. Mais on voit aussi où réside la grave imprécision que le contradicteur n'a pas manqué de souligner. A. Briquet parle d'une pénéplaine infra-lacustre sans y regarder de trop près et l'examen des faits lui donne tort. Si l'on veut prouver par un repère une déformation génératrice du relief de cuesta c'est à une topographie d'aplanissement post-lacustre qu'il faut s'adresser, c'est-à-dire à une surface ayant suivi le comblement de la dépression subséquente. Et l'on retrouve notre surface aquitanienne.

De son côté L. Aufrère affirme la réalité de la fossilisation. Pour lui, seul existe le grand anticlinal de Graçay, O.-N.-O.-E.-S.-E. Né à l'Eocène il aurait été ouvert en « combe » au centre de laquelle

bombe encore une sorte de « mont » (c'est notre bloc du Fouzon). Le lacustre ludien de la région de Valençay-Varennes (Le Riot, Poullaines, Buxeuil...) se serait installé dans la dépression périclinale dominée par la corniche de l'« éluvium siliceux ». Le lacustre de Vierzon-Mehun aurait une position symétrique sur l'autre versant de la combe.

Tous ces dépôts reposent sur des formations grossières détritiques. A l'ouest, il s'agit de la fameuse assise à galets (dont on sait que nous faisons tout autre chose : chap. A 54), tandis qu'à l'est, le « sidérolithique » du Barangeon présente une masse consolidée de silex bruts éclatés. Cette diversité pétrographique serait, pour L. Aufrère, la preuve d'une topographie non pénéplanée. Loin vers l'est, la même synthèse resterait valable : le dépôt détritique des buttes de Gron tenant la place du sidérolithique du Barangeon au pied de la cuesta sancerroise (9), le lacustre de Briare-Cosne inscrit dans le fossé tectonique de la Loire démontrant l'âge éocène des failles. Des rejeux seraient toutefois possibles de ce côté.

Il y a dans cette vision, qui ne manque pas de grandeur, bien des choses que nous pouvons difficilement accepter car elles paraissent résulter d'une conception abstraite et « théorique » du problème. Parce qu'il existe une « côte crétacée du Berry » une analyse classique exige qu'on produise l'assise résistante. On a proposé l'éluvium siliceux. Or il n'a de continuité qu'à Sancerre, dans la zone affaissée. Partout ailleurs, en Sancerrois et bien plus encore autour de Valençay, on ne trouve que des blocs de brèche isolés au sein d'un matériel compact mais non consolidé. Il faut s'y résigner : il n'y a pas de « couche dure » au front de la « côte » crétacée (10).

Il n'y a jamais eu de dépression périclinale à l'ouest du Fouzon. Le lacustre éocène est incrusté dans le Turonien, il est vrai (au moins à Buxeuil), mais il s'agit du revers de la prétendue cuesta. Les gros galets de silex ou de chailles répartis dans le Berry, selon nous depuis la fin du Crétacé, donnent l'illusion d'une activité morphologique considérable à l'Eocène supérieur : ils ne la prouvent pas. Enfin et surtout nous avouons être rebelle à l'idée d'une cuesta vigoureuse sculptée en matériel meuble et bravant les intempéries depuis l'Eocène à peu près à la même place. Pour nous la faire accepter, il faudrait des arguments singulièrement forts.

Quant à B. Bomer, il accepte l'idée de la fossilisation d'une cuesta par le lacustre ludien aussi bien dans la vallée du Barangeon que devant Vierzon. Il propose toutefois de la jalonner par deux failles dont le regard est bien curieusement placé car elles font du bloc en saillie de la Forêt de Saint-Laurent un compartiment affaissé. Cette tectonique serait antérieure au dessin de la cuesta en dépit de mouvements vraisemblables à l'Aquitainien plus à l'est.

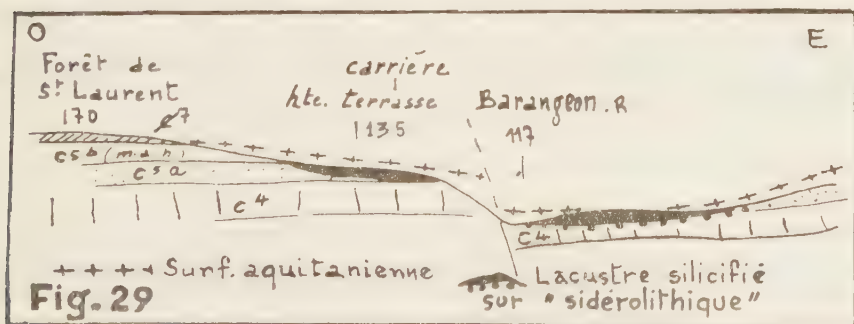
(9) Idée formulée déjà par G. Denizot : 1927, p. 519.

(10) Seul le Turonien pourrait jouer ce rôle, mais il n'y affleure jamais à l'est du méridien de Valençay.

B 332. — LA PREMIÈRE CUESTA CRÉTACÉE

De l'incrustation du lacustre au sein du Crétacé le « golfe » du Barangeon devrait offrir de nombreux exemples. Malheureusement, dans ce pays couvert, les anciennes exploitations sont presque toutes abandonnées au profit des grandes ballastières qui ouvrent la plaine alluviale. L. Aufrère a pu suivre les faciès éocènes dans la tranchée du petit chemin de fer de Vignoux; 30 ans plus tard il est impossible de confirmer ou d'infirmer la stratigraphie fournie par cet auteur : brèches de cherts et silex dans un ciment siliceux surmontées d'argiles sidérolithiques que recouvraient des opalites et des meulières elles-même subordonnées à des calcaires pulvérulents ou compacts.

On voit bien au château de l'Ormoy une masse d'argile à silex remaniée contenant effectivement des blocs de brèche. L'ensemble est clair, marbré de rouge par place. Il n'est pas certain que la masse n'atteigne pas le sommet du plateau à 140 m où la carte porte pourtant du calcaire lacustre. Des éclats de ce dernier apparaissent bien parfois plus à l'aval dans le talus de la route, côte à côte avec l'« opalite » décrite plus loin. Les anciennes et fort petites exploitations de marne signalées par la carte, illisibles maintenant, paraissent indiquer la présence du lacustre sur d'assez vastes étendues. On peut espérer qu'il ne s'agit pas parfois de Cénomanien dont plusieurs niveaux sont également producteurs de cet amendement dans la région. Etant donné le caractère assez buriné du relief, la répartition du Ludien paraît faite sur la carte avec beaucoup de générosité et nous verrions plutôt dans la blocaille argileuse à silex d'Ormoy ou d'ailleurs, un remaniement quaternaire de matériaux d'épandage miocènes étalés lors du façonnement de la cuesta.

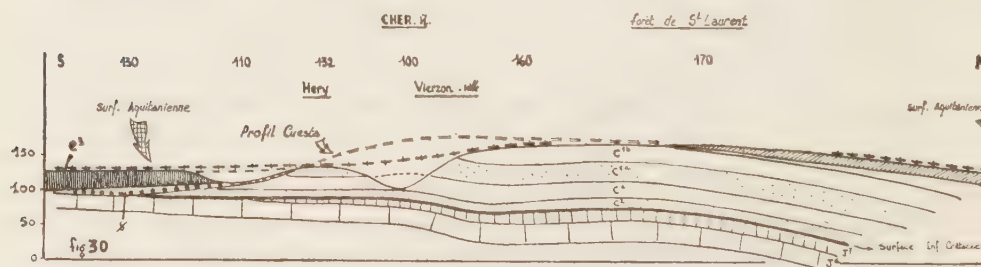


Quoi qu'il en soit de cette cartographie, il paraît peu douteux que le lacustre se soit accumulé contre un versant crétacé. Au nord de Saint-Laurent, dans une des rares carrières encore relativement fraîches, on peut observer un curieux faciès de la formation éocène. Il s'agit sur 4 à 5 mètres d'une étrange matière siliceuse où le blanc ivoir et le rouge sanglant s'enchevêtrent intime-

ment de sorte que sous ce « pointillisme » toute trace de stratification paraît indiscernable. La roche prend l'aspect d'un gravillon anguleux qui parfois s'ordonne en grosses concrétions (deux poings) formées de couches concentriques entre lesquelles les vides ne sont pas rares. Les plaques minces (11) révèlent un fond d'opale globulaire avec des plages mieux cristallisées et, autour de certaines cavités, une disposition rubannée qui évoque le style caractéristique de la silice des meulière. Des quartz détritiques apparaissent dans la pâte et parfois aussi des oogones de Characées. Tous ces caractères, et aussi la finesse du grain, sont pour Y. Milon et S. Durand une sérieuse garantie de l'origine lacustre et calcaire du matériel, ultérieurement silicifié. On doit donc se trouver en présence d'un faciès littoral du lac ludien de Mehun.

Or la figure 29 montre que le dépôt est bien inscrit en contrebas du plateau. La rareté des « silex » au sein du lacustre implique un versant éocène déjà bien effacé, sans doute protégé par une végétation assez dense. Mais s'agissait-il bien d'une « cuesta » ?

Devant Vierzon, il semble qu'on le puisse accorder (figure 30). Mais on voit qu'il s'agissait d'une forme mineure. Dans le golfe du Barangeon le dépôt repose sur du Cénomarien (c^{5b} ou c^4). Cela accorde au mieux 50 mètres pour le relief pré-lacustre. Or l'Eocène, sidérolithique compris, s'est accumulé en général sur 20 ou 30 mètres. On voit qu'après la fossilisation la pauvre cuesta devait avoir un profil bien modeste. Inutile de compter sur elle pour expliquer le relief actuel de la côte crétacée à l'est du Barangeon.



Notre figure 30 montre même que nous sommes tenté de n'en rien laisser subsister après le passage de l'aplanissement aquitanien. A proximité de la rive droite du Cher l'argile à silex est amincie, comme « râclée ». Ses débris, côte à côte avec du grès céno-manien se retrouvent en pellicule à Méry comme vers Saint-Georges sur la Prée où notre grande surface, après avoir tranché l'anticlinal de Graçay, vient niveler une faille non négligeable (voir figure 18 et chapitre A6). D'où notre reconstitution.

(11) Elles m'ont été commentées à l'Institut de Géologie de Rennes en même temps que celles relatives à l'argile à silex (voir chapitre A 53).

B 333. — LA NOUVELLE CUESTA

On distingue maintenant quelle peut être notre interprétation de toute la cuesta vierzonnaise et en quoi, sur le fond, nous sommes d'accord avec A. Briquet.

Quelles que soient les subtilités de la morphologie éocène il n'en subsiste rien (ou si peu) après le passage de la grande surface aquitanienne, pas plus à Allogny qu'à Vierzon. Au cours du Miocène le bloc de la Forêt de Saint-Laurent s'est soulevé pendant que s'affaissait la cuvette de Mehun. Devant Vierzon l'effet de ce gauchissement est extrêmement modeste (figure 30). Il suffit néanmoins à restituer une certaine vigueur à la rive droite du Cher pour laquelle toutefois le qualificatif de « cuesta » nous paraît aventuré.

En glissant vers l'est on atteint la vallée du Barangeon. C'est là, à la « corne » du bloc de Saint-Laurent, que l'affaissement du lacustre est le plus net et la flexure s'y transforme selon nous en déchirure.

A la tuilerie de Croulas, en effet, se termine un long lambeau sableux (p^1 de la carte, plus heureusement traduit en m^2 par le 1/320.000). Il s'agit évidemment de sable miocène feldspathique, malgré une forte proportion d'éléments crétacés (A. Vatan 1947 p. 159). A la tuilerie, cote 127, on a d'ailleurs une topographie de terrasse. Le sable montre un enchevêtrement de masses claires et rouges, inégalement éolisées; les zébrures claires et les amandes argileuses des fentes en coin, brassées par la cryoturbation, confèrent au front de taille un aspect vraiment extraordinaire. Il n'en reste pas moins que le matériel est local, d'origine miocène. Par conséquent la surface aquitanienne doit être retrouvée au-dessous, à même le lacustre, quelque part vers 120 m. En face, à Fontenette, on peut récolter des débris du faciès rouge-brun sidérolithique dans le talus de la grand-route vers 140 m, que domine à 170 m le plateau d'argile à silex. Ce sont donc les mêmes relations qu'à Saint-Laurent. D'où nos figures 31 et 29.

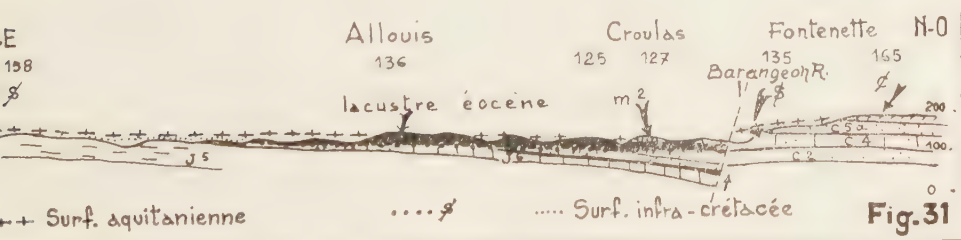


Fig. 31

A l'est de cette faille le bloc d'Allogny se relève d'une façon plus vigoureuse, portant la surface aquitanienne à 300 m. Cette différence d'intensité dans la tectonique nous paraît justifier à elle seule l'apparition de la belle cuesta d'Allogny, le glacis d'érosion

miocène n'ayant fait qu'en façonner les flancs et en délimiter les contours.

Qu'on nous entende bien. Cette conclusion n'est pas à la merci d'un dépôt équivoque. Il est possible que notre interprétation du niveau inférieur de Boursac (voir chapitre B 32) soit erronée. Il est possible, malgré les fragments de sidérolithique rouge qu'il contient en désordre, qu'il s'agisse néanmoins d'un dépôt éocène, comme peut l'être celui d'Ormoy. Il est possible aussi qu'il s'agisse d'un dépôt colluvial accumulé sur le front de la faible cuesta éocène lors de l'aplanissement aquitainien (12). Mais qu'on se reporte à la figure 28. On y verra que, de Boursac supposé éocène à la vallée de l'Yèvre, le sidérolithique est basculé de 60 mètres, ce qui pour une formation qui n'en a presque jamais plus de 20, laisse la quasi certitude d'une dislocation post-ludienne, contrairement à ce que soutenait L. Aufrère.

Quelle qu'ait pu être la topographie pré-miocène à l'amont de Boursac, cuesta sénile ou surface d'aplanissement, il faut bien voir qu'elle est actuellement déformée, basculée. Dans son essence, le relief de la cuesta d'Allogny est d'origine tectonique.

(12) C'était notre interprétation en 1959 (article cité J. G. 1960).

B4 LA CRISE DU MIOCÈNE MOYEN

Région de Vierzon-Mehun et Sologne centrale fournissent de part et d'autre de la côte crétacée une image cohérente de sa genèse. Image qui confirme celle apportée par les plateaux de Valençay. Ces derniers nous ont montré un lieu sensible de la tectonique berrichonne, l'anticlinal de Graçay, dont les mouvements, légers mais tenaces, encadrent dans le temps l'épanouissement de la grande surface aquitanienne. Nous savons que les reliefs nés des déformations de celle-ci ont résisté à l'érosion et que le réseau hydrographique actuel est dans la dépendance précise et exclusive de cette série de gauchissements.

Le même schéma vaut plus à l'est. Là encore les reliefs pré-miocènes nous sont apparus réduits à leur plus simple expression par la grande plaine aquitanienne qui, selon toute vraisemblance, passait en continuité des rives du lac de Beauce aux dépôts lacustres éocènes de Mehun par-dessus l'emplacement de la future cuesta.

Là aussi, une tectonique légère, de style brisant, prélude à des mouvements plus souples et plus amples, responsables des grandes lignes de la morphologie actuelle. Et la netteté du phénomène, à l'est du Barangeon, enlève à notre analyse ce que la faiblesse des reliefs de Valençay pouvait laisser planer d'incertitude sur son bien-fondé.

On peut dès lors évoquer la grande plaine tropicale à l'aube du Miocène (1), où le lac de Beauce atrophié achève de s'étouffer vers Lamotte dans l'attente des premiers apports granitiques. Ceux-ci progressent depuis les socles méridionaux sur un front dont nous mesurerons plus tard l'ampleur. Ils étalent dans l'axe du Cher une pellicule probablement très mince. Dans le sud du Berry, autour de Lignières, ils ont réincorporé des fragments fragiles de sables kaoliniques éocènes appartenant à la nappe de Brenne (voir chapitre D 51).

De l'Aquitaien au Burdigalien, le système d'érosion n'a pas connu sans doute de modification brutale. Les mêmes transports un peu anarchiques continuent à égratigner l'épiderme de la péninsule. Mais progressivement, un mouvement de masse vers le nord

(1) Voir chapitre A 43.

à peu la plaine berrichonne s'enrichit d'un manteau détritique étranger. C'est en somme un phénomène colluvial à grande échelle qui se joue entre Massif Central et Bassin de Paris.

La cause en paraît plus tectonique que climatique. Lentement la plaine bascule vers le nord, pendant que la gouttière du Cher se dessine. On est frappé par la pureté de plus en plus grande du stock granitique qui paraît ne rien emprunter aux régions sédimentaires traversées, sauf, au début, ce qui reste du voile crétacé. Sans doute la végétation n'est-elle pas absente, au moins hors du chenal où peu à peu cette étrange hydrographie se dessine, et la platitude générale n'est pas encore remise en cause. Le vide biologique si frappant dans l'extension des sables granitiques n'est pas non plus une preuve d'aridité. Les gisements de mammifères sont célèbres dans la région, de l'Aquitaniens jusqu'à l'Helvétien. A part celui de Givreuil en Bourbonnais, on connaît Selles, Pont-Levoy, Chitenay, Suèvres, Beaugency, Montabuzard, Chilleurs, Neuville... Tous se serrent sur la marge O et N.-O de la cuvette de Sologne comme si, durant cette longue période, cette dernière avait constitué une zone dangereuse, inaccessible, ni lac ni terre ferme, une sorte de Tchad plus boueux, plus instable encore. On ne voit rien là qui évoque toutefois le désert climatique.

Peu à peu, le cadre de cet écoulement se précise. Curieusement, c'est la bordure N.-O. de la Sologne qui se relève d'abord, épandage granitique et ruissellement concentré s'y livrant le duel décrit plus haut (chap. B 212). L'aspect des vallons fossiles de Chitenay et d'Ingré, aux versants fermes, plaide encore en faveur de conditions « normales » d'écoulement au Burdigalien inférieur; et de même les débris de Palmiers et les ossements de Rhinocéros signalés à Ingré (G. Denizot 1927 p. 318). Au contraire le sable progresse sur les marges du futur Sancerrois dont la genèse est plus tardive.

Bientôt Forêt de Saint-Laurent et cuvette de Mehun entament le mouvement en sens contraire que nous connaissons. Cela ressort nettement de l'ouvrage de G. Denizot (1927 pl. II T II) comme de toutes nos observations. Le sillon d'érosion décrit à Neuvy (chapitre B 223-3) rempli exclusivement de matériaux fins ne prouve pas du tout, au contraire, un passage par le golfe du Barangeon (G. Denizot p. 386 et A. Vatan 1947^b p. 56). Il y a des sables de Sologne sur le plateau de Méry (145 m) plus haut que la plus haute terrasse du Cher (3), mais non sur la Forêt de Saint-Laurent (160-170 m). On en trouve sur la rive gauche du Cher, en face Villefranche, à Chabris, mais non sur le bloc du Fouzon (4).

C'est seulement vers Menetou que le débordement s'est fait en direction de la Sologne après que l'écoulement se soit rabattu vers le N.-E. pour, entre Gien et Orléans, reprendre la direction du

(3) Contrairement à l'avis de Chaput (1917, p. 185).

(4) La deuxième édition de la feuille Valençay en donne une répartition qui nous satisfait pleinement.

Nord. On a donc bien un chenal sinueux, presque un fleuve. Mais c'est la situation finale que nous reconstituons ainsi. Nous signalerons plus loin des sables feldspathiques au sud d'Issoudun, à l'ouest de Châteauroux (chap. D 42 et D 526). Il en existe au nord de Bourges (Fouland : chap. B 32/1). La progression du sable miocène s'est faite sur un front plus vaste, progressivement circonscrit par les gauchissements.

De ces derniers on verra le style sur la figure 32. L'accident du Barangeon, faille ou flexure, y apparaît comme un trait majeur de la structure post-aquitaine. Il se situe à la jointure de deux blocs, celui de Saint-Laurent et surtout celui du Sancerrois, dont les flexures bordières s'affrontent selon un angle qui définit précisément le golfe du Barangeon. Ce dispositif suggère un phénomène de compression sinon d'écrasement et son prolongement jalonne jusqu'à Gien le « rivage » solonot.

L. Aufrère s'est étonné des coïncidences invoquées par A. Briquet et certes, l'anticlinal pré-Tertiaire de celui-ci était bien inutile pour expliquer le golfe du Barangeon. Mais la sédimentation lacustre éocène trahit évidemment une légère tendance à la subsidence, donc la possibilité d'une concentration du ruissellement et de l'érosion avant la généralisation du remblaiement (5). Quant à faire de cette brèche une percée conséquente éocène, si l'idée est séduisante, elle n'est nullement prouvée. En tout cas, rien que de normal à ce que la tectonique éocène ait prélué ici aux dislocations miocènes. La charnière du Barangeon correspond sûrement à un accident profond de la couverture sédimentaire (6).

*
**

Quand l'ouest sancerrois se soulève, l'épandage est presque terminé puisque la nappe caillouteuse n'apparaît en Sologne qu'au sommet de la formation. Toutefois, si les silex qu'on y trouve peuvent s'expliquer par l'éventration du bassin d'Henrichemont, donc par la tectonique, la taille des quartz a aussi grandi (5 à 6 cm en Sologne comme au sommet du dépôt de Reully). Or ceux-là continuent à venir du sud.

Si l'on songe en outre aux glaciés de la Pte Sauldre et d'Allogny, à la taille des brèches et des silex projetés en Sologne sur plusieurs dizaines de kilomètres, il est permis de penser que le système d'érosion s'est lui-même renforcé. Cette fois, nous croyons volontiers à des conditions franchement subarides, avec leur cortège d'averses rares mais violentes, d'écoulements spasmodiques mais puissants, dans un paysage végétal appauvri. Le ruissellement

(5) Contrairement à une conception trop simpliste, quand une plaine est affectée de gauchissements modérés, ce sont les parties déprimées qui ont le plus de chances d'être entamées par l'érosion ; les autres sont immunisées, au moins provisoirement.

(6) On notera que le Barangeon coule ici à contre-pendage des assises crétacées mais qu'il est par contre adapté aux déformations de la surface aquitaine, preuve de l'influence exclusive de celles-ci sur le réseau.

s'acharne sur les reliefs, façonnant les longues pentes concaves des glacis, tapissant les piémonts d'une nappe grossière démesurément étalée, et, nettoyant les blocs qui se soulèvent, circonscrit le dépôt miocène dans les limites du chenal reconstitué (figure 32).

Ainsi, à la crise tectonique se superpose une crise climatique et de leur complicité résulte le façonnement et le découpage des grandes masses du relief telles que nous les connaissons maintenant. Il faudra attendre le Quaternaire pour retrouver un ensemble de conditions aussi efficaces.

Pour G. Denizot la nappe caillouteuse de Sologne est encore burdigalienne ($m^2 c$). Cela résulte d'une continuité dans la sédimentation dont nous avons dit qu'elle ne nous paraissait pas toujours si évidente. Surtout, pour cet auteur, un fleuve pré-ligérien a accompagné le retrait de la mer falunienne (m^3 début m^4) et ses dépôts sillonnant la Sologne vers l'ouest, sont nettement emboîtés sous le niveau de la nappe à silex. D'où son option. Malheureusement on verra plus loin que nous ne sommes pas trop porté non plus à admettre pour « préligériennes » des alluvions dont la plupart semblent revenir à des terrasses quaternaires. De sorte que nous n'oserons pas trop garantir l'âge burdigalien supérieur de la crise morphologique étudiée ici. Nous préférons parler de Miocène moyen.

En tout cas, l'examen des dépôts faluniens s'impose

B5 L'INGRESSION FALUNIENNE

B 51 L'individualisation du bassin ligérien

Au Miocène moyen des reliefs sont nés, lourds bombements à peine dessinés comme la Forêt de St-Laurent, glacis plus élancés comme le flanc S.O. de celle d'Allogny. Des plaines caillouteuses les cernent, développées sur une masse de sables granitiques plus fins que la subsidence a accumulés en deux cuvettes : au sud la pré-Sologne de Mehun où le dépôt peut avoir 30 mètres sinon plus là où confluent maintenant Barangeon et Cher ; au nord la Sologne proprement dite où 60 à 70 mètres de sables argileux s'entassent selon un chenal S.O.-N.E. jalonné par Marcilly, Lamotte, l'ouest de Sully, la Forêt d'Orléans. A l'aval de Vierzon un couloir assez étroit, serré entre bloc du Fouzon et extrémité ouest du bloc de Vierzon-St-Laurent (figure 32), fait communiquer les deux extensions vers Mennetou-Villefranche.

Or il suffit de reconstituer cette plaine caillouteuse du Miocène moyen pour s'apercevoir qu'elle a été déformée.

A Reuilly-sur-Arnon, la nappe burdigalienne est montée jusqu'à 160 m. Vers l'ouest, un couloir s'ouvrait entre blocs du Fouzon et de Ménétrol (figure 17). Le Fouzon y naît et, dans son axe, on voit la surface aquitanienne s'abaisser à 150 puis 140 m au nord de Valençay, 130 m enfin à la confluence du Cher. Pourtant, c'est par le chenal de Vierzon que l'essentiel de la masse s'est acheminé.

Entre Beuvron et Cosson, le plateau caillouteux passe pour représenter la plaine du Miocène moyen (m^{2c}). Et, bien que des érosions en nappe quaternaires aient pu la retoucher par endroit, surtout aux deux ailes vers Mont et Saint-Florent, la densité des silex est telle qu'il ne peut s'être agi d'une destruction importante. La même formation couronne les buttes de la Forêt d'Orléans à 180 m. Saint-Florent est à 170 m, Lamotte à 140-145, Mont à 126-130. Or les sables granitiques se sont longtemps écoulés vers la Région Parisienne et la Manche. L'inclinaison actuelle de leur dépôt terminal est donc l'œuvre d'un mouvement de bascule vers l'ouest.

Entre Beuvron et Sauldre on n'a guère de trace de la formation à silex, soit qu'elle ait été détruite comme le suggérerait la figure 25 a, soit que l'épandage ait évité cet angle mort (1). Au sud de Lamotte, au château de Mazères, la surface à 130 m montre un sable très fin et fort peu

(1) S'il s'agit bien de cônes de déjection très étalés il est normal qu'on les retrouve surtout dans le prolongement des deux Sauldre sancerroises.

caillouteux. Vers l'ouest, quand on pénètre sur la feuille Blois, l'interfluve rongé de vallons séniles et d'étangs ne dépasse plus guère 120 m jusqu'à Mur de Sologne. Quelques kilomètres encore vers l'ouest, et le dépôt falunien s'épanouit autour de Contres. Son horizon terminal est aussi à 120 m.

Au sud de la Sauldre, comme nous le verrons (Chapitre E 21) tout a été remanié au Quaternaire. Constatons tout de même que le long de la Rère les altitudes s'abaissent très vite. A. Vatan a donné (1947 p. 157) une analyse d'un sable argileux considéré comme « de Sologne », recueilli quelque part dans la commune de Presly, soit sans doute vers 200-210 m. S'il est bien miocène ce dépôt est antérieur au soulèvement du plateau d'argile à silex. Mais dès Nançay l'altitude maximum n'est plus que de 145 m. Sur le flanc de la Forêt de Vierzon, la limite des bruyères montre que le sable n'a jamais recouvert le plateau 160-170 m. A Villefranche une carrière existait sur la rive droite du Cher vers 115-120 m. Elle ne m'a laissé voir, tout en haut, qu'un peu de sable solognot très grossier (les quartz y ont couramment 5 mm), et les champs sont tapissés de silex et de quartz atteignant 8 cm. Sauf à y voir un reste d'une haute terrasse (que même Chaput n'envisage pas), on y croit reconnaître la structure de la nappe caillouteuse. D'ailleurs des sables burdigaliens existent encore un peu à l'amont à 130 m et sur la rive gauche ils ont atteint cette altitude sans la dépasser.

Née au pied du Sancerrois, mais organisée par un écoulement qui a longtemps été orienté vers le nord, la plaine miocène a donc été gauchie en forme de gouttière fermée à l'est par le relèvement de la Forêt d'Orléans. Cela apparaît avec évidence malgré la difficulté de la reconstitution quand on constate que porté à 180 m à l'est, le sable s'est arrêté dans le Blésois contre des reliefs (Forêts d'Amboise et de Montrichard) qui ne dépassent guère 130 m (2).

Or, au plus creux de la gouttière, s'avance le dépôt falunien. Il paraît donc infiniment probable que la déformation post-burdigalienne analysée ici est contemporaine de la progression de la mer helvétique, qu'elle en est la cause. Nous venons de toucher du doigt le fond de la grande gouttière ligérienne.

La fidélité avec laquelle le réseau solognot obéit à cette inflexion est une preuve supplémentaire de l'influence exclusive des déformations de la surface topographique sur la genèse d'un appareil hydrographique, du moins au Miocène. Le coude brusque de la Rère dans un secteur où nous avons noté l'affaissement rapide de la surface des sables est particulièrement significatif. On notera en effet que dans le sens S.N., la plaine miocène est horizontale, aussi bien de Nançay (145 peut-être 150 m) à Lamotte (115 m), que de Villefranche à Dhuizon (130 m).

Reste néanmoins à orchestrer la chronologie de ces mouvements. Si l'on s'en tient à la cartographie de G. Denizot (feuilles Blois, Orléans, Gien) la nappe caillouteuse m²c est nettement antérieure à l'organisation du drainage actuel. Son fleuve « pré-ligérien » m³c a attendu le retrait de la mer des faluns pour s'incruster dans la plaine sableuse. Transposé selon notre conception des faits, cela

(2) De même, sur la rive droite de la Loire, le lac de Beauce est venu mourir à la surface d'une plaine qui, actuellement, s'incline lentement vers l'ouest. Là encore la nécessité d'un mouvement de bascule ultérieur s'impose.

signifierait deux phases tectoniques bien distinctes. D'abord apparition des reliefs vierzonnais, épandage de la nappe caillouteuse vers le nord, puis rejeu à l'Helvétien, arrivée de la mer, enfin naissance du réseau ligérien.

Mais une autre solution peut être proposée. Tant que les sables burdigaliens se sont écoulés vers le nord, ils ont gardé leur caractère de relative finesse. Vers la fin, un mouvement lent et continu crée les hauteurs crétacées du Vierzonnais, épand la nappe caillouteuse vers le N.O. (cf sa présence à Mont, Dhuizon...), au fur et à mesure que se dessine la gouttière falunienne. Dans cette optique, la genèse du Sancerrois (au moins occidental) serait contemporaine de la transgression falunienne (Helvétien = m³); dans l'autre, elle serait antérieure (Burdigalien final = m²) (3).

Dans le cadre d'une étude du Blésois et du Vierzonnais il est difficile de résoudre complètement ce problème, d'ailleurs mineur. Il est toutefois intéressant d'examiner dès maintenant le détail de la progression marine au fond du golfe falunien.

(3) C'était notre conception en 1959 (J. Gras, 1960).

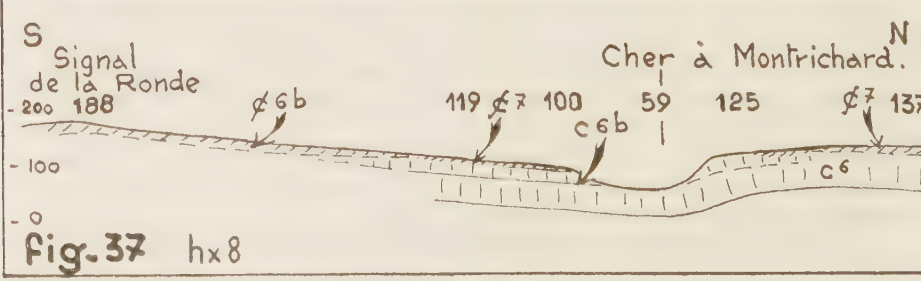
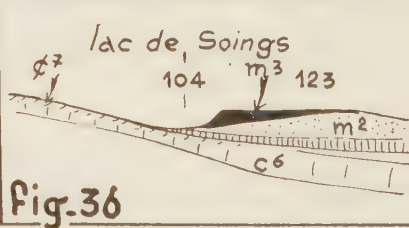
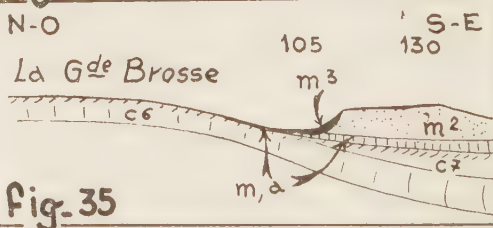
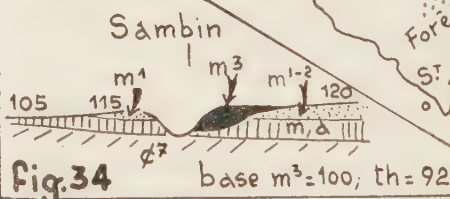
B 52 Formes miocènes fossiles

Quand la mer est arrivée, un début de ravinement affectait déjà la partie la plus creuse de la gouttière. La transgression s'y est fauillée, élargissant les sillons, comblant de ses dépôts coquilliers l'ébauche des reliefs préfaluniens. A son départ la plaine règne à nouveau, mais les derniers échos de la tectonique miocène s'emploient encore à en altérer la pureté. On reconnaît, dans ce duel subtil mais tenace, un rythme maintes fois reproduit au Tertiaire dans le Bassin de Paris méridional. Mais cette fois un événement d'importance l'accompagne : le réseau ligérien vient de naître.

On doit à G. Denizot (1927 p. 418 à 434) une analyse très fine et très précise des modalités de la transgression. Cet auteur a montré, dans un dépôt qui ne dépasse pas 20 à 25 mètres de puissance, la superposition de 5 horizons. De Pontlevoy à Contres la mer s'est avancée dans un large chenal bordé au sud par le bourrelet crétacé presque continu de la Forêt de Montrichard et de la Grande Brosse, à peine contenue au nord par un léger relief sculpté à même le sable de Sologne (fig. 33). Cette plate-forme, située actuellement vers 100-105 m a été ravinée jusqu'à 95 voire 90 m, de sorte que les premiers sédiments marins, chargés de petits silix et de débris de calcaire de Beauce ont eu un caractère littoral très prononcé. Une brève régression, puis la mer revient, détruit ses premiers dépôts déjà consolidés, déborde sur toute la largeur du chenal. Elle y accumule des faciès littoraux, précisément nommés pontiléviens, chargés à la base d'un conglomérat ossifère célèbre (Helvétien), puis de plus en plus sableux mais grossiers, avec éléments continentaux, os de mammifères, coquilles terrestres et fluviatiles mêlées aux coquilles marines très roulées (p. 417). Vers 110 m le falun se nuance, s'approche d'un type d'eaux plus profondes, dit savignéen. G. Denizot parle de 20 à 50 mètres d'eau. Cela mènerait la transgression fort loin, dans des directions où on ne trouve pas trace de dépôt. Il paraît plus vraisemblable que la modification des faciès soit due à l'effacement des versants. A 115-120 m les Bois de Saint-Lhomer sont débordés où l'on trouve maintenant des traces de falun décalcifié voire quelques huitres (p. 430) et un large chenal progresse au nord de Contres en direction de Blois. La sédimentation se termine par l'apparition d'un banc assez mince de marnes verdâtres qu'on reconnaît à La Martinière (est d'Oisly) comme à l'est de Contres.

On peut observer facilement de nos jours l'emboîtement des faluns dans les formations antérieures près du village de Sambin (figure 34). Le vallon fossilisé, légèrement décalé au sud de l'actuel, avait pénétré jusqu'au calcaire de Beauce ; on trouve à la base des débris de celui-ci assez bien roulés et perforés par les lithophages, parmi de gros blocs de faluns eux-mêmes bien roulés. Plus haut la masse des sables coquilliers, légèrement argileux, montre une stratification entrecroisée, au sein de laquelle certains lits ont subi une consolidation quasi instantanée, car ils sont recoupés par les lentilles encadrantes elles-mêmes affectées de ce curieux phénomène. La consolidation d'un dépôt littoral au bord d'une mer chaude est d'ailleurs un fait bien connu.

J'ai pu examiner également aux portes nord de Pont-Levoy la



base du dépôt transgressif. On y voit, dans un sable coquillier assez fin à stratification entrecroisée très rapide (lentilles de moins d'un mètre souvent), une blocaille privée de parties fines, conservant ainsi beaucoup de vides. On y trouve des plaquettes ou de gros blocs de grès faluniens durcis. Ces blocs, repris d'un horizon antérieur, sont très durs ; la pioche les entame difficilement ; les angles sont pourtant assez bien émoussés et leur fine stratification montre qu'ils sont maintenant basculés en tout sens, pêle-mêle avec des coquilles d'« *Ostrea crassissima* » brisées. La dislocation d'un banc aussi dur donne une idée de la puissance d'attaque de la mer helvétique, puissance assez considérable si l'on songe à la forme ramifiée du golfe, mais à laquelle il ne faut pas tout de même prêter une capacité d'abrasion telle qu'elle ait pu niveler les massifs crétacés environnants.

Le trait morphologique le plus curieux à cette époque est l'existence d'une dépression périphérique autour du massif de la Grande Brosse. Il s'agit d'un bombement d'argile à silex, couronné des fameux poudingues et galets à chailles, cerné par le lacustre de Beauce transgressif qui ne l'a peut-être jamais recouvert mais qui est lui-même déformé à son approche (figure 35). Le sable de Sologne a dû le recouvrir de justesse et malgré le peu de consistance du matériau l'érosion préfalunienne avait eu le temps d'y sculpter un sillon périclinal pratiquement circulaire avant l'arrivée de la mer. Ainsi subsiste-t-il encore d'assez nombreux dépôts calcaires, vingt bons mètres en contrebas d'une étrange « cuesta » sableuse. (Le Grenouillet, Les Landes, Soings.)

Il serait dommage à ce sujet de ne pas s'arrêter quelques instants sur le curieux cas du lac de Soings. Celui-ci (figures 36 et 33) est encadré par un versant très ferme taillé dans le falun, en forme de fer à cheval bien régulier. Le lac repose sur du calcaire de Beauce peu épais ; poudingue et argile à silex ne sont pas loin en profondeur. Le mystère vient de ce qu'il s'agit d'une dépression entièrement fermée. Vers le sud, un bourrelet de sable de Sologne, large de plus d'un kilomètre, le domine d'une quinzaine de mètres, interdisant toute évacuation. Pourtant le niveau du lac palpite selon un rythme très lent et, paraît-il, très régulier (40 ans) (4). C'est actuellement une plaine de joncs et de roseaux. Il y a là probablement un cycle climatique et la figure 36 montre que le lac ne peut manquer d'être alimenté car les eaux infiltrées sont guidées vers lui par deux versants imperméables fossilisés : l'argile à silex de la Grande Brosse et la surface de discordance sous-falunienne. C'est pourquoi la vie de ce lac étrange qui avait attiré une station gallo-romaine n'est pas le plus curieux de l'affaire. C'est sa forme, comme taillée à l'emporte-pièce, et l'existence du bourrelet d'aval qui causent le plus de surprises.

De la petite route de Soings à Lézeau, on peut voir la corne ouest du fer à cheval. Elle est formée de sable de Sologne coupé de lits argileux nombreux, donc en place. Plaqué contre cette colline nait le bourrelet, à topographie indécise, mollement ondulé, où l'on croit reconnaître des formes dunaires oblitérées, retouchées par le ruissellement périglaciaire. Son sable a la consistance de la sciure ; les doigts s'y enfonce aisément ; nulle structure, nulle trace de lits argileux. Sous

(4) Renseignements fournis par notre collègue médiéviste G. Devailly.

la loupe ce sable assez grossier et hétérométrique se montre privé presque entièrement de la fraction inférieure à 0,3 mm. Pourtant le faciès éolien y est peu prononcé quoique perceptible mais seul le vent a pu, par une action de vannage, faire disparaître les parties fines.

Pour comprendre la forme générale du bassin et la vigueur du versant nord, il semble qu'il faille toutefois faire intervenir un processus plus original (J. Gras 1959 b). En période froide l'alimentation *per ascensum* a dû être d'autant plus abondante que le climat était plus frais. Au contact du falun et du sable solognot argileux les sources ont dû faire naître à leur point d'émergence une lentille de glace dont le nourrissage a fini par soulever la masse sableuse. On a reconnu le processus de la genèse des « pingos » canadiens. Lors de la fusion le dôme sableux de la colline de glace a ruisselé, non sans connaître une certaine éolisation caractéristique d'un assèchement du climat. La glace disparue, il est resté la dépression circulaire fermée. Sans doute le phénomène s'est-il renouvelé plusieurs fois.

Et si nous sommes conduit à proposer cette interprétation peu classique, c'est que, à l'autre bout du Berry, la Brenne a été bouleversée dans le même temps par une prolifération de pingos autrement faciles à étudier que celui de Soings. (Voir chapitre D 523).

B 53 La naissance du Cher

Sans doute l'ouverture de la dépression périphérique implique-t-elle un soulèvement du dôme de la Grande Brosse antérieurement à l'arrivée des faluns. Mais des mouvements postérieurs sont probables dans le Blésois. G. Denizot a noté que la surface de base falunienne comme le faciès terminal à marnes verdâtres étaient relevés de 10 mètres dans la région d'Oisly par rapport à ce qu'ils sont à Pontlevoy et à Contres. Il semble d'ailleurs que Grande Brosse et zone d'Oisly n'aient fait qu'un bloc à ce moment, gauchi selon un axe O.-N.-O.-E.-S.-E.

A la même génération tardive doit être rattachée la surrection de la Forêt de Montrichard. Cette bande de plateau bien régulier domine de 20 mètres le rivage du lac de Beauce comme elle limite le golfe helvétique. Mais nous savons que la surface fini-aquitainienne l'a façonnée, et d'ailleurs le lacustre se déforme à son approche (figure 37). De plus, et surtout, elle n'est qu'une apophyse d'un bloc plus étendu, celui de la Forêt d'Amboise. Or celui-ci porte des résidus de faluns décalcifiés et contribue à isoler maintenant le dépôt marin de Pontlevoy de l'extension du falun de Touraine. G. Denizot pense qu'un soulèvement post-helvétique de la Forêt d'Amboise est certain (p. 417).

Il est en tout cas probable que l'extension marine a été plus continue que ses dépôts actuellement sains ne pourraient le laisser supposer (5). Mais cette tectonique n'est que le jeu de tendances qui se sont affirmées dès le début de la transgression et dont les racines sont presque toujours très anciennes. Dans le cas étudié ici on voit bien qu'il s'agit d'une dernière manifestation de l'axe fini-crétacé dit de Montrichard (voir chapitre A 54).

Jusqu'où la mer s'est-elle avancée? A Soings, l'horizon supérieur du falun (G. Denizot p. 431) est à 120 m. 6 km à l'est des surfaces très planes à la même altitude s'étendent autour de Mur sur le sable de Sologne. La terre des champs, lavée, fournit une assez forte proportion de quartz bien émoussés. Sont-ils d'origine crétacée? L'absence de la nappe caillouteuse (m² c) entre Romorantin et Beuvron permet d'en douter. Dans ce cas, ils seraient l'œuvre de la mer helvétique. Il est possible qu'une pulsation transgressive ait amené le golfe jusque là. On peut même considérer comme probable une action de la marée provoquant de fortes oscillations quotidiennes du rivage. La trituration des sables coquilliers et leur stratification entre-croisée au sein du falun impliquent des courants vigoureux que cette action expliquerait très bien.

(5) A la Daubronnière, au N.O. de Montrichard, j'ai aperçu quelques plaquettes de falun dans les ruines d'une bicoque faite de matériaux locaux très frustes (silex, galets noirs, blocs de poudingue...). Existerait-il encore là quelques poches minuscules de faluns intacts?

Vers le sud le problème est plus délicat mais de plus d'importance. Entre Grande Brosse et Forêt de Montrichard une brèche s'ouvre, large de plus de 10 km, plus basse d'au moins 20 mètres. Elle mène, par la Forêt de Choussy, Saint-Romain, la Forêt de Gros-Bois, jusqu'à la rive droite du Cher en face de Saint-Aignan. Ce plateau de rive droite, située en général vers 100-110 m conserve quelques éléments à 120 m. C'est la preuve que la surface aquitanienne a été entamée si peu que ce soit.

Or, Forêts de Choussy et de Gros-Bois sont tapissées d'une nappe de sables, en général bien calibrés et émoussés, dans lesquels G. Denizot avait voulu voir un résidu falunien décalcifié (1927 p. 433-4). Ils reposent d'ailleurs parfois sur du falun sain, incrusté à 105 m dans l'argile à silex ou le lacustre de Beauce. Mais dans les notices de « Blois » (1940) et « Valençay » (1954), cet auteur ne parle plus que d'un mélange éolisé de sables crétacés et grani-ques.

J'ai observé du sable de la Forêt de Gros-Bois. On y peut constater, en effet, la présence de nombreux spicules et même de glauconie, preuve d'un remaniement du Crétacé. Aux petites tailles, l'émoussé est très faible. Il augmente vite dès 0,5 mm, mais l'éolisation déjà sensible finit par brouiller les traces d'une action marine antérieure. Les feldspaths sont peu nombreux (10 %). Le long versant de rive gauche de Saint-Romain, ouvert par une tranchée d'adduction d'eau, m'a montré un sable analogue, quoique moins éolisé, formant une nappe très homogène de quelques mètres sur l'argile à silex, en contrebas de la Forêt de Gros-Bois. Tout ce sable est assez mal classé (6).

Par conséquent, ce qu'on observe actuellement, c'est l'œuvre du ruissellement et de l'éolisation quaternaires. Mais il est évident que le matériel comblait la brèche ouverte dans les coteaux du Cher depuis bien longtemps.

D'où viennent les éléments crétacés ? S'agit-il de « sables du Blé-sois » locaux (m¹) qui, on le sait, en contiennent eux-mêmes, donc d'un remaniement au second degré ? Spicules (parfois tricuspidés) et glauconie sont également fragiles, les uns sensibles aux actions mécaniques, l'autre à l'altération. Il semble plutôt qu'ils soient venus directement d'une région où le stock cénomaniens abonde et qui ne peut être que le bassin du Cher vierzonnais ou celui du Fouzon et du Nahon.

Nous proposerons donc le chéma suivant. Si l'on se réfère à Pontlevoy, Soings et Contres, le dépôt falunien a atteint la cote 120, les « 133 » et « 138 » d'Oisly étant dus à un gauchissement post-helvétique que d'ailleurs le nouveau 1/50.000 minimise. La mer a profité de l'ensellement entre Forêt de Montrichard et Grande Brosse pour pousser une pointe vers le sud. Elle a utilisé pour ce faire les traces d'un ravinement antérieur, descendant à près de 100 m. et sans doute élargissant les pertuis. D'où la brèche de

(6) Voici les caractéristiques morphoscopiques de ces matériaux :
Forêt de Gros-Bois :

L = 0,3 mm	Ang.	32 %	;	Subang.	44 %	;	Arr.	8 %	;	Rds-Mats.	16 %	.
L = 0,5-6 mm	—	4 %	;	—	24 %	;	—	40 %	;	Ronds :	32 %	;
L = 0,7-8 mm	—	0 %	;	—	16 %	;	—	36 %	;	—	48 %	;
										—	56 %	

Tranchée de Saint-Romain :

L = 0,3 mm	Ang.	16 %	;	Subang.	64 %	;	Arr.	20 %	;		Mats :	2 %	.
L = 0,7 mm	—	4 %	;	—	20 %	;	—	40 %	;	Ronds :	36 %	;	
										—	48 %		

Saint-Romain et de Gros-Bois. De là elle a pu pénétrer dans le bassin de Selles-Chabris où la surface aquitanaise est actuellement inférieure à 120 m et où la subsidence a dû jouer encore à l'Helvétien si on en juge par la belle convergence hydrographique qui le caractérise. Ce faisant, si le golfe a bien atteint Chabris comme le proposait autrefois l'abbé Bourgeois (cité par G. Denizot p. 434), il est venu littéralement cueillir le Cher au débouché du corridor de Villefranche-Mennetou (voir figures 33 et 17).

S'il en est bien ainsi la région de Saint-Romain représente l'estuaire ensablé d'un Cher helvétien débouchant dans le bassin de Contres. D'où l'abondance du matériel crétacé frais (7).

G. Denizot a fait, près d'Oisly, une découverte qu'il considère comme capitale et qui l'est en effet, quelque interprétation qu'on lui donne. Dans la marne verdâtre du Signal de la Martinière (133 m), horizon marin terminal du falun, il a vu, semble-t-il en place, un cailloutis qu'on retrouve avec plus d'abondance, libre à la surface des champs. Il s'agit de quartz filoniens, de silex assez roulés et même « de galets gréseux paraissant originaires du Crétacé moyen de Cosne ». C'est pour lui la preuve que la Loire vient de naître. Et ce gravier il le retrouve sur les plateaux de rive droite de la Loire, dans le falun décalcifié (Giez, Beaugency). Le fleuve préligérien avait donc son estuaire dans le Blésois.

J'ai revu La Martinière. Les traces de carrières y sont abondantes mais la culture les a réoccupées. Une seule m'a permis de constater la superposition des horizons supérieurs décrits par G. Denizot. Un sable feldspathique calcaire, durci par lits, contient des éléments coquilliers très brisés. Les quartz montrent un mélange de matériel granitique grossier et de grains limpides, bien émoussés, où la part du Crétacé remanié est impossible à distinguer de celle du falunien proprement dit. Le classement est mauvais, nullement marin, et prouve qu'il s'agit d'un dépôt d'estuaire engorgé et non de plage. Par dessus j'ai revu les quelques 30 à 40 cm de marne sableuse verdâtre, encore calcaire; mais elle ne contenait que des fragments remaniés de falun consolidé. Les champs, par contre, et plus encore ceux qui entourent la cote 138, fournissent une pierraille de petit calibre, formée de silex variés dont beaucoup ont la croûte blanche ou noire et la forme tourmentée de ceux qui abondent plus au nord dans la nappe caillouteuse de Sologne (m^{2c}). On y trouve aussi, outre des quartz roses ou blancs, quelques roches siliceuses brunâtres qui sont peut-être des chailles jurassiques et même des fragments du lacustre siliceux (8). Or, en Forêt de Choussy ou de Gros-Bois, sous le sable fin que l'éolisation a concentré et purifié en surface, on retrouve un cailloutis assez semblable (quartz, silex, éclats de lacustre beauceron) (voir G. Denizot p. 433-4 citant Paumiers 1925).

Il est donc plus légitime d'attribuer le cailloutis d'Oisly à un Cher helvétien pénétrant par Saint-Romain dans l'extension falunienne et y remaniant, outre ses dépôts, ceux de la nappe caillou-

(7) Il ne s'agit pas, en forêts de Gros-Bois et de Choussy, d'alluvions quaternaires du Cher égarées à 15 km de la vallée. Le matériel est très abondant; on y trouve *Arca turonica* et le falun sain est sous-jacent. Simplement, la brèche s'est vidée d'une partie de son contenu en fonction du vallon de Saint-Romain au fur et à mesure que le réseau s'est incrusté.

teuse de Sologne (m^2 c) peut-être amenée du N.-E. par la pré-Loire.

Pourquoi le Cher ne conflue-t-il pas maintenant vers Blois ? Il faut sans doute invoquer le jeu tardif de l'axe de Gros-Bois-Oisly, décelé par G. Denizot et qui forme actuellement la ligne de partage des eaux entre Cher et Loire; d'où la position culminante des dépôts d'Oisly. De plus et surtout, comme le montre la carte (figure 17 et 37), le soulèvement de la Forêt de Montrichard a entraîné la formation d'une flexure bien nette qui joue, vis à vis du bloc crétacé de rive gauche, le rôle d'une faille contraire. Et cet accident à son tour, après le retrait définitif de la mer des faluns, a canalisé le Cher, offrant à la Touraine une confluence qui échappait au Blésois. D'ailleurs la bascule générale des plateaux crétacés vers l'ouest sollicitait un étirement des cours vers l'aval.

(8) Je n'ai rien vu qui soit authentiquement « de Cosne », et me demande même en quoi le Crétacé moyen de cette région peut se différencier si nettement de celui de Vierzon par exemple (mis à part le grès quartzite du Céno-manien qui n'existe qu'à l'ouest de Vierzon).

B 54 Conclusion

De toute cette horlogerie délicate, que faut-il retenir qui était notre thèse générale

Il y a d'abord les modalités de la tectonique helvétique. La mer a progressé vers l'est malgré un certain nombre de bourrelets presque perpendiculaires, dont l'orientation paraît être un écho de la structure armoricaine. C'est ce que Haug appelle une *ingression*. D'où une sédimentation par cuvettes qui sont des zones de légère subsidence. Pourquoi ne pas envisager qu'hors de l'extension marine la même tendance ait affecté d'autres cuvettes d'origine également ancienne et au premier chef celle de Selles-Chabris et celle de Vierzon-Mehun? Ce phénomène, surimposé à l'inclination générale du bassin ligérien vers l'ouest expliquerait toutes les anomalies relevées plus haut (chapitre B 51).

Surtout, nous pensons maintenant que la mise en place du relief vierzonnais a été l'œuvre d'une longue tectonique miocène dont le style s'est modifié avec le temps pendant que le contexte climatique évoluait lui-même, mais toujours dans un cadre tropical.

Cela commence au début du Burdigalien, d'une façon très progressive, par une cambrure plus accentuée du socle méridional dont le manteau d'arène entame un lent glissement vers le nord. En même temps apparaît l'intumescence du Blésois nord et l'affaissement de la Sologne centrale qui canalisent l'écoulement vers le futur bassin de la Seine. Vers la fin du Burdigalien, ou au début de l'Helvétien, les blocs encadrant Vierzon, et notamment celui d'Allogny, se soulèvent à leur tour ou basculent, pendant que le climat prend une nuance plus aride. C'est alors que se dessinent le bassin d'Henrichement et le glacis de la cuesta d'Allogny, pendant que des débris du Crétacé entamé s'épandent en cônes de déjection surbaissés à la surface de la Sologne.

Mais déjà une tendance tectonique nouvelle est apparue, la gouttière ligérienne se déprime de sorte que, lorsque le golfe falunien parvient autour de Blois, la nappe solognote caillouteuse continue à progresser dans sa direction. Elle finira par transgresser ses dépôts asséchés quand, au début du Pontien, la régression sera déclenchée.

Si l'on en juge par la belle description des conditions climatiques et biologiques de l'époque, faite par G. Lecointre (1947 p. 135 à 146), le climat n'est plus aride, il a pris un tour « canarien » ou « antillais »; la forêt paraît dense sur les rives du golfe. Et c'est pourquoi nous ne croyons pas que l'éventration du bassin d'Henrichement et le transport des gros silex en Sologne, soient si tardifs. La tectonique est alors presque apaisée. Il n'y a pas 20 mètres de différence entre l'altitude des rivages faluniens d'An-

jou et ceux du Blésois (9). Mais des blocs se hissent encore de quelques dizaines de mètres, suffisants pour isoler les dépôts coquilliers et les préserver localement de la décalcification poursuivie sous couvert végétal (abondance des bois fossiles dans le falun décalcifié); suffisants surtout pour canaliser le réseau hésitant à la surface de la plaine encore humide.

Peut-être la Loire est-elle née en même temps que le Cher? Pour en traiter, il nous faudra toutefois attendre l'examen du couloir ligérien de Cosne à Gien (chapitre E 13).

Des événements post-miocènes et pré-quaternaires, autant dire que nous ne savons rien. Les reliefs évoluent par crises, avec de longs silences. Quand l'activité morphologique se réveille au Quaternaire le phénomène prend un tel caractère de généralité qu'il n'est plus possible de l'étudier régionalement. C'est tout le bassin hydrographique de la Loire qu'il nous faudra envisager dans son ensemble. Et ceci ne peut être entrepris qu'à la fin du long périple autour de la Champagne Berrichonne dont la première étape s'achève ici.

(9) Selon Passerat-Lecointre (G. Lecointre, 1947, p. 133); mais le sommet des dépôts d'Anjou est 40 mètres plus bas que la partie supérieure de ceux de Pontlevoy-Soings.

DEUXIÈME PARTIE

SANCERROIS ET PUISAYE ⁽¹⁾

C1 L'ORIGINALITÉ DU RELIEF

A l'est du Barangeon la côte crétacée, jusque là plus que modeste, s'enlève brusquement. Dès la Forêt d'Allogny son revers approche de 300 m, c'est-à-dire près de 150 de plus que vers Vierzon. A l'ouest d'Henrichemont, dans les bois de St-Palais, le plateau atteint 320 m. Passée la large dépression de la Petite Sauldre où sommeille le rêve urbain du sire de Boisbelle, la masse forestière des bois d'Henrichemont prend un nouvel élan et gagne lourdement encore une centaine de mètres pour culminer à 430 m à la Motte d'Humbligny, et 420 dans les bois de Sens-Beaujeu.

Or la plate-forme nue et sèche de la Champagne Berrichonne n'est passée parallèlement que de 140 m vers Mehun sur Yèvre à 170 au nord de Bourges et à 200-210 au pied d'Humbligny. Il en résulte que la « côte » a pris progressivement une ampleur considérable (230 mètres de dénivellation à Humbligny). Le voyageur qui suit la route de Bourges à Sancerre prend brusquement conscience de ce fait quand, après St-Céols, il pénètre dans un paysage buriné, couvert de vignes, qui constitue pour lui la véritable porte du Sancerrois. Jusque là, autour des Aix par exemple, c'était la plaine ou le très bas plateau et la côte apparaissait encore lointaine et comme écrasée sous sa forêt. Maintenant, la route

(1) Le « Sancerrois » c'est d'abord la petite région de Sancerre, liée au vignoble (R. Dion, 1934, p. 141). Le revers de la côte s'appelle « Pays Fort », le bassin du Moulon « La Forêt »... Il n'existe pas de nom d'ensemble pour le triangle situé entre Barangeon, Sologne et Loire. Mais la plupart des manuels, les atlas scolaires, les cartes murales étendent le terme « collines du Sancerrois » à la région crétacée, côte comprise située à l'est du Barangeon. La commodité veut que nous les suivions.

Quant à la Puisaye qui s'étend des premières pentes nivernaises jusqu'au Loing supérieur, son étude nous mènera en fait à embrasser l'ensemble du bassin de cette rivière.

escalade une étroite arête encadrée de ravins décharnés, le regard s'étend de plus en plus loin sur la Champagne. Pourtant quand la montée se termine, vers 330 m, on est seulement parvenu sur une sorte de piédestal au-dessus duquel se dresse la véritable côte.

A vrai dire ce piédestal existe d'une façon continue depuis le méridien de Bourges. Il est formé par les calcaires et les marno-calcaires du Jurassique supérieur supportant une centaine de mètres de Crétacé argilo-sableux. Quant au rebord de ce socle, raviné par les ruisseaux qui vont à l'Yèvre, il n'est pas toujours simple. Autour de Montigny il se décompose en une série de marches, comme un escalier : 330 ou 350 m au sommet, 290-80, puis 240 avant la plaine, elle-même à 200. Quoique noyés largement de forêts et fortement rongés par les vallons secs, ces replats se reconnaissent très bien. En somme, parvenue à son maximum de majesté, la côte sancerroise se comporte comme une côte quadruple dont seule la marche supérieure est Crétacée. Mais on en notera tout de suite le caractère aberrant. Ici c'est la roche « tendre » qui constitue le front et la corniche. A peine peut-on, et sans conviction, évoquer la massivité de l'argile à silex pour expliquer cette dernière. Le beau replat 330-50 m est supporté, de même, par le seul étage jurassique qui soit relativement argileux, le Kiméridgien. Les autres, ainsi que la plaine jouant le rôle de « dépression subséquente », sont taillés dans les durs calcaires séquanien ou rauraciens. Et nul contraste lithologique ne permet d'expliquer clairement cette cascade de gradins.

Que l'on dépasse par Sancerre et Cosne la large percée où s'engage la Loire et l'on retrouve en Puisaye l'équivalent du relief sancerrois (fig. 1 et 59). Mais les problèmes y sont aussi complexes. Même « dépression » taillée vers 200-210 m dans les calcaires. Même lourd relief culminant vers Bouhy à 350 m. Mais du haut jusqu'en bas celui-ci est sculpté dans les étages jurassiques. La « côte » de Puisaye ne correspond donc plus qu'au piédestal de celle du Sancerrois. Seulement aucun relief crétacé ne se dresse au-dessus ; d'où son altitude plus faible.

Où sont donc les éléments classiques de la cuesta ? Et à vrai dire, s'agit-il bien d'une cuesta ? Celle-ci est reportée plus au nord, sur la rive droite de la Vrilie, dont la position subséquente est apparemment claire. Mais le principal relief, celui de Bouhy, Alligny..., n'est surmonté par aucun banc résistant. C'est, le plus souvent, le Kiméridgien qui culmine, parfois le Portlandien lithographique mais réduit à l'état de pellicule discontinue. Et quand on observe de Perreuse la Montagne des Alouettes, lourde coupole tassée, aux flancs convexes, rien, ni dans la structure, ni dans les formes, n'évoque la classique cuesta.

Ainsi progressivement, vers l'est, la véritable côte crétacée qui encadre la percée du Cher s'est vue relayée puis remplacée par une sorte de piédestal sculpté à même la masse du Jurassique calcaire. A l'est des sources de la Grande Sauldre seul ce piédestal représente maintenant la « côte ». Mais ce n'en est plus une. Quelle est donc l'origine de ce relief ?

C2 LE REVERS DU SANCERROIS ENTRE LES DEUX SAULDRE

Par rapport aux paysages de la « Percée du Cher », la côte crétacée présente donc dans le Sancerrois une différence de modelé et surtout d'échelle. Les chapitres qui vont suivre essaieront pourtant de montrer que leur genèse participe des mêmes processus.

Mais l'absence de dépôts clairement datés rend la démonstration plus délicate. D'où la nécessité de maintenir un certain parallélisme entre les deux méthodes d'investigation et, autant que possible, de trouver une continuité, une filiation, entre les formes des deux régions.

C 21 Présence de la surface aquitanienne dans le Sancerrois

L'étude des « plaines de sables granitiques » autour de Vierzon nous a permis de repérer la surface aquitanienne à peu près jusqu'au méridien de Bourges. Partout ses déformations sont responsables des grands traits du relief. Nous l'avons vue, en particulier, s'élever sur les premières pentes sancerroises, en l'espèce le revers de la cuesta d'Allogny. Il nous reste à la suivre plus loin vers l'est dans un domaine de plus en plus élevé et disséqué. Or le problème est capital pour l'interprétation des reliefs sancerrois et nous ne disposons pour l'élucider que du même genre d'argumentation qui a servi pour la région vierzonnaise. Rappelons-en donc brièvement la démarche.

Dans le Blésois, la formation lacustre de Beauce est venue mourir en bordure d'une plaine d'érosion, vaste surface polygénique jonchée de dépôts éocènes et oligocènes. Il ne paraît guère douteux que la plaine consécutive à l'émersion du lac ait fondu à son tour tous les aplatissements antérieurs en une même unité morphologique qui est notre grande surface fini-aquitaniennne. Au sud du Cher on voit celle-ci se développer avec ampleur, trancher l'anticlinal de Graçay et se déprimer dans la zone de convergence Arnon-Cher-Yèvre. Au nord de la rivière le rivage lacustre peut être suivi grâce à un liseré de marnes grumeleuses blanches que le manteau des sables granitiques laisse entrevoir jusqu'au méridien de Vierzon. Au-delà, il disparaît sous la Sologne, et G. Denizot reconstitue

approximativement son tracé selon une ligne S.O.-N.E. passant par Pierrefitte, Brinon-sur-Sauldre et Gien (?) (1927 planche HT 1).

Entre ces deux ensembles, rivage lacustre et aplanissement berrichon, s'interpose un bourrelet de plateaux crétacés parallèle à la rive droite du Cher. Il naît vers Villefranche et s'affirme vers l'est. Nous avons proposé d'y voir l'effet d'un gauchissement miocène. Ainsi à Vierzon comme dans le Blésois une même surface rayonnait-elle, à la fin de l'Aquitanién, en direction du sud, autour des dépôts beaucerons, sans interposition d'aucun relief résiduel. Le bloc de la Forêt d'Allogny, à l'est du Barangeon, prouve l'âge miocène de la tectonique envisagée. Son soulèvement, avec bascule au nord, a provoqué une rupture d'équilibre morphologique bien datée du Burdigalien supérieur. C'est alors seulement que se façonne la cuesta.

Qu'on se reporte maintenant à la figure 25a établie grâce aux sondages analysés par G. Denizot. On y voit clairement, sous le voile des sables granitiques, la surface aquitanienne se développer en bordure des dépôts lacustres transgressifs, passer sur l'argile à silex et s'élever lentement vers le sud pendant une quinzaine de km. Puis une flexure intervient, rompt cette continuité et crée le Sancerrois. On conviendra que cet accident a toute chance d'être l'œuvre du gauchissement miocène.

En résumé il apparaît que tout autour du lac de Beauce méridional une très vaste surface d'érosion s'est développée à la fin de l'Aquitanién, nivelant des formations crétacées, jurassiques, éocènes... Le fait, encore très perceptible dans le Blésois, est altéré peu à peu vers l'est par un gauchissement miocène dont l'exaltation progressive annonce le Sancerrois.

*
**

Ce dernier ne prend toute son ampleur qu'à l'est de la Petite Sauldre. Là règne un vaste plateau d'argile à silex presque entièrement boisé et découpé par des vallées rectilignes et parallèles : Petite Sauldre, Nère, Oizonnette, Grande Sauldre, Quiaulne, Notre-Heure. Seule la Grande Sauldre provoque une éventration considérable de la masse crétacée. Toutes s'étranglent en même temps que leur profondeur diminue. Leur thalweg, en effet, est en pente plus faible que la surface générale des plateaux. Au débouché sur la plaine solognote elles abandonnent leur direction « conséquente » pour se rabattre, les unes au S.O. (réseau de la Sauldre), les autres au N.E. (réseau de la Loire).

Ainsi le plateau est-il découpé en languettes qui s'affinent vers le sud pour former les éperons de la cuesta berrichonne. Hors de la morsure des versants ces languettes sont formées de sections planes, bien régulières, mais situées à des altitudes différentes et comme décrochées les unes par rapport aux autres. L'ascension générale vers le S.E. se poursuit donc d'une manière discontinue par une série de paliers séparés par des ruptures de pente. On n'a plus la belle simplicité des plateaux d'Allogny et de Saint-Palais.

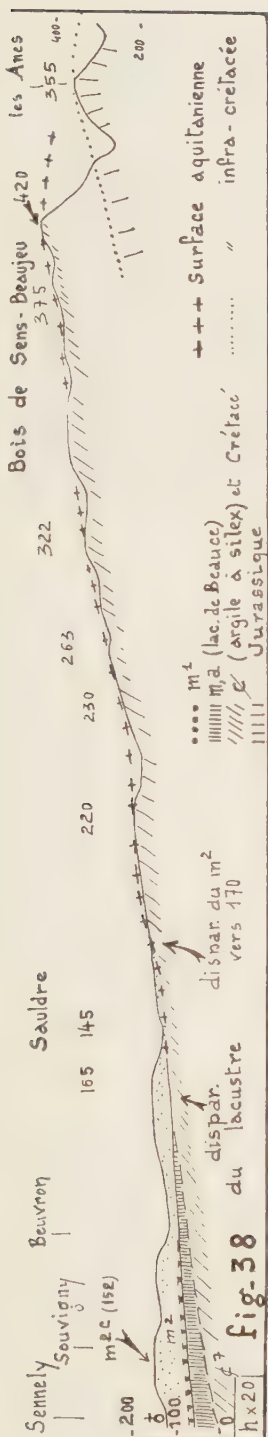


Fig. 38

La figure 38 montre cette disposition entre Nère et Grande Sauldre. Pourtant elle révèle aussi, par référence aux sondages de Sennely et Souvigny en Sologne (G. Denizot 1927 p. 369) les mêmes relations que la figure 25a. Là encore l'argile à silex prolonge en continuité la surface des dépôts aquitaniens. Le relèvement est toutefois plus rapide; bientôt la plate-forme émerge des sables vers 170 m et, par bonds successifs, se hisse jusqu'aux 420 m des bois de Sens-Beaujeu.

Si l'on veut bien se rappeler qu'entre Blésois et région vierzonnaise nous n'avons pas noté de différence de nature mais simplement de degré dans le mode de dislocation de la surface aquitanienne, on admettra peut-être que nous ne voyions, là encore, qu'une exaspération du même processus. Nous verrions donc volontiers la surface aquitanienne envelopper complètement les plateaux d'argile à silex sancerrois, y reprenant à peu de frais les topographies infra-tertiaires (surface paléogène). Quelle anarchie de replats cycliques ne faudrait-il pas imaginer, en effet, pour justifier une telle cascade de niveaux qui, d'ailleurs, correspondent toujours au Sénonien décalcifié (c⁷ barré).

La figure 32 résume notre interprétation. Elle montre la surface aquitanienne, progressivement froissée par la tectonique miocène selon des directions qui n'ont rien de systématique. Le bloc sancerrois, nettement individualisé par la flexure bordière de Sologne (fig. 25 a et 38) et par le « golfe » du Barangeon, se décompose lui-même en blocs secondaires par un jeu de flexures, voire de failles. L'une d'entre elles court d'Yvoy-le-Pré au sud d'Aubigny séparant deux fragments de surface paléogène : 230 m au pied, 280-90 en haut. Plus au sud cet accident se complique de deux flexures-failles NE-SO à l'est de La Chapelle d'Angillon qui commandent le tracé des affluents de la Petite-Sauldre. D'une manière générale le réseau est remarquablement adapté à toutes ces déformations, en particulier la Grande-Sauldre orientée par une vaste gouttière synclinale que révèle la structure des environs de Vailly (voir fig. 50 b et c). Or nous savons, depuis les chapitres réservés à la « Percée du Cher » que le

réseau actuel est étroitement conditionné, non par la structure profonde, mais par les déformations miocènes de la surface aquitanienne. La figure 32 donne donc une vision satisfaisante des faits.

Au total, de Villefranche-sur-Cher à la Grande-Sauldre, on constate les effets croissants d'une onde tectonique miocène et il n'est pas douteux que la forte altitude du Sancerrois coïncide avec la région où ces mouvements ont atteint leur maximum d'intensité.

Cela ne suffit pas néanmoins à lever tous les doutes. Il ne serait pas tout à fait impossible par exemple que le massif sancerrois, déjà dessiné lors d'une phase tectonique plus ancienne, ait survécu à l'aplanissement aquitanien avant d'être repris par les mouvements miocènes. Dans ce cas les éléments discontinus qui le composent ne seraient plus que des fragments de la vieille surface paléogène de l'argile à silex. Au contraire, si la surface polygénique aquitanienne s'est bien étendue aux dépens du Crétacé décalcifié, celui-ci doit porter la trace de multiples retouches et ressembler à ce que nous avons vu par exemple autour de Valençay. Il importe donc d'examiner plus attentivement la structure de l'argile à silex de ces régions.

C 22 Inexistence d'une surface structurale sur le revers de la côte sancerroise

De larges fragments des plateaux sancerrois présentent l'aspect de plates-formes très régulières, très planes, simplement basculées vers l'ouest. On en a nettement conscience par exemple quand, de la route dite d'Auxerre (N 726) qui s'apprête à plonger sur la Chapelle d'Angillon, on voit l'horizon barré par le profil rectiligne et très pur de la Forêt d'Yvoy, à peine incliné vers la gauche. Ce type de paysage est classique autour de Valençay par exemple, c'est-à-dire dans un domaine où l'influence de la surface aquitanienne est facilement démontrable. Seulement, en l'absence de tout dépôt, il n'est pas possible d'avancer une date précise pour les aplanissements du Sancerrois d'autant que le jeu des flexures miocènes en a porté les fragments à différentes altitudes.

Qu'il se soit agi d'une unité morphologique autrefois beaucoup plus vaste n'est pourtant pas douteux. Ces plateaux dérivent au premier chef de la surface infra-tertiaire, c'est-à-dire de la plaine d'émersion abandonnée par la régression crétacée et soumise à une altération de type karstique ou pédologique (voir chap. A 53). Tous les aplanissements paléogènes ont contribué à la façonner. Des poches de minerai sidérolithique existent dans l'argile à silex, vers Yvoy le Pré par exemple. Vers Briare, où des calcaires lacustres ludiens (e³) sont incrustés dans l'argile à silex, par érosion pré-lacustre puis par faille (G. Denizot 1927 p. 114-5), il est visible qu'une surface post-ludienne s'est substituée là à l'infra-tertiaire. Or on connaît le caractère effacé des topographies oligocènes dans toute la France de l'Ouest. D'une manière générale l'argile à silex n'est nulle part intacte en surface. Ses éléments apparaissent triturés et remaniés de sorte que l'aplanissement final (surface polygénique probablement aquitanienne) s'est réalisé aux dépens du manteau de Crétacé décalcifié. La forte épaisseur de celui-ci (plusieurs dizaines de mètres, peut-être 30) a ainsi permis bien des transformations que la carte géologique est impuissante à enregistrer.

De telles actions sont faciles à constater. Encore ne faut-il pas les confondre sur le terrain avec de simples glissements par solifluction. Il faut même prendre garde à tout un réseau de vallons secs qui accidentent le rebord des plateaux à proximité des vallées principales et au creux desquels le lessivage « périglaciaire » a débarrassé les silex de leur gangue argileuse. Mais sur la rive droite de la Loire, en face Sancerre, l'argile à silex, en position déprimée (synclinal ou fossé) depuis la fin de l'Eocène au moins, a conservé une structure probablement plus proche de l'état originel que sur les plateaux des deux Sauldre. Elle est consolidée en surface, sur 3 à 5 mètres d'épaisseur par un ciment siliceux qui la coiffe ainsi d'une dalle massive et cohérente. Cette « croûte » est

ancienne, « sparnacienne » pour la carte géologique, en tout cas préludivienne. Or une telle dalle (sans doute moins épaisse toutefois) s'est étendue aussi sur les plateaux sancerrois. On en retrouve des fragments un peu partout, et en particulier dans chaque village, à la porte des fermes, sous forme de bornes. Celles-ci sont souvent énormes, 80 cm voire 1 m. Elles sont extrêmement résistantes, indestructibles; pourtant elles sont toujours grossièrement arrondies, avec des traces d'émousé bien apparentes.

Ces blocs sont les restes d'une formation dont les auteurs parlent sous le nom d'éluvium siliceux et qu'ils rendent responsable de l'existence de la cuesta crétacée (L. Aufrère 1931 c, R. Dion 1934 p. 116-120, B. Bomer 1951 p. 21). Sans elle en effet le relief monoclinale le plus important du Bassin de Paris méridional échappe aux canons traditionnels, la « côte » devient un monstre, couronnée d'un matériel sans cohérence. Et la puissance du schéma traditionnel est si grande que tout le monde parle du rôle de l'« éluvium siliceux » dans la genèse de l'escarpement sans que personne puisse en décrire un affleurement le long de la corniche. L. Aufrère reconnaît son absence sur plusieurs kilomètres à partir du front de la côte (1931 c : Réponses aux questions...); R. Dion (p. 139) semble penser que son démantèlement ne fut consommé qu'une fois la cuesta dûment installée. La photographie qu'il fournit d'un des rares points où la « croûte » peut être vue en place dans le Pays Fort (PL VIII près Méryès Bois) la montre mince, fragile, brisée.

Mais dans le massif sancerrois, fossé de la Loire mis à part, quand une carrière débouche sur le plateau, on ne voit presque jamais de dalle siliceuse continue. A Argent (1,5 km à l'est du bourg) la partie inférieure présente une argile à silex aussi intacte qu'il est possible de la rencontrer, avec les gros silex couleur de porcelaine, baignant dans une argile blanche. Vers le haut, la masse devient beaucoup plus hétérogène, avec de gros blocs de brèche formés de silex locaux fichés en désordre dans la pierre. Même aspect à Ennordres (voir chap. B 223); il est vrai qu'ici comme là, le passage du glaciaire miocène a pu être décelé. Mais dans l'intérieur du massif, bien au-dessus des bassins sculptés par les Sauldre miocènes, on retrouve toujours la même structure. Ainsi à l'ouest de Villegenon une importante exploitation montre du haut en bas une masse de silex de toutes tailles emballés dans une argile sableuse ocrée. Ces « silex » sont tous semblables : pâte claire, grise-blanche, légèrement granuleuse, à peine translucide. Certains sont énormes (60-70 cm), toujours cassés. Sable, argile et fragments anguleux de toutes dimensions donnent l'impression d'un brassage énergique ayant d'innombrables fois remanié la masse détritique, mais toujours sur de petites distances puisque tous les éléments sont locaux. Si l'on s'engage enfin, toujours plus au sud et plus haut, dans les bois d'Henrichemont et d'Humbligny dont la platitude est remarquable, on gagne insensiblement l'extrême pointe de l'éperon de côte. Là, sous le sol forestier, au hasard d'un talus de route rafraîchi sur plusieurs mètres de haut, on peut voir l'argile sableuse ocre, dont la coloration « saumon » rappelle certains aspects notés autour de Valençay au niveau de la surface aquitainienne, comme aussi bien dans le Maconnais; (on sait qu'en Bourgogne, cette teinte caractérise les formations corrélatives de l'aplanissement fini-oligocène : A. Journaux, thèse). Dans cette masse meuble où les doigts s'enfoncent, une abondante pierre siliceuse, parfaitement anguleuse dans la majorité des cas, présente les cherts blanc-porcelaine bien fragmentés, et quelques éléments de même nature mais rubéfiés. Nulle trace de brèche siliceuse ici, qui puisse justifier la conservation de l'éperon ni surtout l'étonnante platitude de son revers, encore qu'on en voie des blocs isolés dans la descente sur Humbligny.

Or, si on ne peut pas affirmer que la dalle siliceuse a existé sur toute l'étendue du massif, il est certain que ses affleurements ont été à l'Eocène localement assez continus dans l'espace puisque ses débris émoussés parent chaque village et bornent bien des champs. Et si le gel quaternaire peut expliquer l'éclatement in situ des gros cherts anguleux il ne peut rendre compte de la pulvérisation de la dalle siliceuse sur des topographies aussi planes. Force est bien de penser qu'un aplanissement post-éocène mais antérieur aux dislocations miocènes du massif est venu s'inscrire dans l'épaisseur du manteau éluvial dont il a détruit l'assise protectrice.

Par voie de conséquence, il faudra chercher une autre explication que structurale à la genèse de la cuesta.

C 23 Morphologie oligocène autour de Gien

Au nord de Gien le lacustre chattien (1^{er} lac de Beauce) vient mourir avec dégénérescence des faciès indiquant la limite d'une transgression. Si l'on prolonge vers le sud la ligne générale de ces formations on passe de 140 m vers Châtillon Coligny à 160 m autour d'Adon. Puis les plateaux crétacés continuent à s'élever vers le sud sous une pellicule de sables burdigaliens, à 170 m puis 180 et 190 m près de Gien. Au sud de la Loire (Poilly...) des marnes lacustres ont été assimilées par G. Denizot aux marnes aquitaniennes m., a (1927 p. 262-4), puis, après hésitation à la formation chattienne m., a (1934). Même hésitation pour dater du Sparnacien les sables argileux de Coullons (1938-9, et 2^e édition de la feuille Gien 1940).

Tous ces éléments, incrustés dans le matériel crétacé décalifié, montrent en tout cas qu'une surface polygénique a façonné ces plates-formes jusqu'à la fin de l'Oligocène. Or, de Poilly et Coullons vers le sud, l'ascension à la surface des plateaux d'argile à silex se fait d'une façon très progressive jusqu'aux approches de Vailly et de Pierrefitte ès Bois. La région de Gien rappelle donc celle de Vierzon avec fusion des dépôts littoraux d'un lac de Beauce aux aplanissements périphériques. Toutefois ici on serait plutôt fondé à parler de surface post-chattienne, un peu plus précoce donc que celle de l'ouest. Quand a-t-elle été disloquée?

On sait (chap. A1) qu'en Gâtinais l'Aquitaniens s'inaugure par l'irruption d'une masse sablo-argileuse, la molasse du Gâtinais (m, b) qui va s'étouffer vers le N.-O. dans le deuxième lac de Beauce. Or cette molasse est assez mystérieuse. On n'en connaît pas l'origine. Elle apparaît au nord de Gien, sur le haut Vernisson, fort difficile à différencier des sables de Sologne. (voir chap. C5 où ces problèmes seront développés.) Sa composition implique des transports lointains. J. Dupuis (1952) a conclu à l'irruption momentanée d'un fleuve venant du sud, apportant dans un bassin lacustre, où la sédimentation est essentiellement calcaire et illitique, des éléments kaoliniques lointains. A. Vatan (1947 p. 153) analysant aussi cette molasse vers Beaune la Rolande y trouve de l'orthose altérée, de petits grains de granite, des grains de micropegmatite et de rhyolite. Il y a donc apport depuis les massifs cristallins du sud. En particulier la rhyolite ferait volontiers penser au Morvan (voir le débouché de l'Yonne à Montreuillon). Tout cela s'accorde mal avec l'idée de reliefs protégeant le flanc S.E. du lac aquitaniens, à moins qu'on n'imagine des brèches dans ce rempart, analogues à l'actuelle percée de la Loire. Mais celle-ci passe pour être postérieure à la formation de la Sologne.

On est donc tenté de reporter après l'Aquitaniens le gauchissement du plateau crétacé de part et d'autre de Gien. Ainsi on se retrouve en parfaite concordance avec la chronologie vierzonnaise. Cela implique donc qu'à l'extrême fin de l'Oligocène, ici comme

là, la plaine régnait toujours à la périphérie du lac de Beauce. Il paraît donc invraisemblable que la section intermédiaire, située entre les deux Sauldre ait pu échapper à cette règle.

Je propose donc d'admettre comme infiniment probable l'extension de la grande surface fini-aquitaniennne à la totalité des plateaux décalcifiés (c⁷ barré) du Sancerrois (il ne s'agit que d'eux pour le moment), Motte d'Humbligny comprise. Si l'absence de preuve formelle (de type paléontologique par exemple) enlève à l'argumentation le caractère rigoureux qu'on aimerait lui donner, il reste au demeurant à utiliser un argument cher aux mathématiciens : c'est la démonstration par l'absurde.

Pour cela, il nous faut passer sur le front de la côte et en Champagne Berrichonne.

C3 LE PROBLÈME SANCERROIS (1)

C 31 Plateaux d'entre Yèvre et Arnon

Dans la zone où convergent Arnon, Cher et Yèvre un vaste lac ludien (e³) a déposé des calcaires durs aux aptitudes agricoles généralement plus faibles que celles du Jurassique. Cette formation a noyé une topographie, très plane dans ses grandes lignes, mais soumise au cours de l'Eocène à une altération à la fois karstique et pédologique, génératrice des fameuses argiles sidérolithiques (voir 1^{re} partie, chap. B 31). Les limites actuelles de la formation lacustre sont souvent marquées par des flexures parfois brutales (Méreau, Lury), voire des failles (Saint-Florent). Une surface d'érosion très régulière fond, dans une unité à peine gauchie, calcaires lacustres, argiles sidérolithiques, calcaires jurassiques. Un voile de sables granitiques attribués à l'épandage burdigalien, créateur de la Sologne (et notre analyse, chap. B 32, a confirmé cette attribution) s'étale indifférent sur les uns et les autres.

Pré-burdigalienne, post-ludienne, la surface d'érosion a été en outre rattachée par-dessus l'anticlinal de Graçay aplani à la surface aquitanienne des marges du lac de Beauce (Selles, Valençay). Au sud de Bourges elle quitte progressivement le calcaire lacustre de La Chapelle-Saint-Ursin, passe en direction du S.-E. sur les calcaires séquaniens, puis rauraciens, décapitant les poches karstiques autrefois comblées d'argiles rouges sidérolithiques. Il n'est pas rare, au milieu d'un champ, d'apercevoir de telles poches, semblables à l'impact d'une grosse bombe, coniques, profondes souvent de 5 à 6 mètres. La charrue les contourne tout simplement et leurs parois retournent à la broussaille. On y peut récolter à satiété d'énormes pisolithes bruns dans une argile compacte que la pluie rend couleur de sang. On passe ainsi très progressivement de 160 m autour de La Chapelle-Saint-Ursin, à 170 m au sud de Bourges, puis, entre Saint-Just et Avord où les poches sidérolithiques se font nombreuses, à 180-190 m.

Deux conclusions se dégagent de ces faits. D'une part, tant que les argiles sidérolithiques persistent, on peut affirmer que les

(1) Problème brièvement mais clairement posé par P. Birot (1958, p. 186, note infra-paginale).

calcaires jurassiques étaient pratiquement découverts dès l'Eocène. Cela signifie que le manteau crétacé (une bonne centaine de mètres encore à Humbligny) et dont on ne sait pas jusqu'où il s'est avancé vers le sud, était déjà éliminé de ces régions à l'Eocène. D'autre part, la continuité topographique est telle entre la région de Mehun-La Chapelle-Saint-Ursin et celle de Saint-Just-Avord qu'on peut raisonnablement attribuer à la surface aquitanienne le façonnement des plateaux d'entre Yèvre et Auron, au moins dans leurs grands traits et compte non tenu du fin réseau de vallons secs quaternaires qui les ronge de toute part.

C 32 L'hypothèse tectonique

Vers Avord, nous sommes parvenus sur le méridien d'Humbligny, plus de trente km au sud du front de la cuesta. Or nous avons proposé d'assimiler son revers (430 m) à la surface aquitanienne. Vers Avord cette même surface vient d'être repérée à 190 m. Il en résulte la nécessité d'envisager un fort bombement post-aquitainien, créant une contre-pente dans le pendage général des couches secondaires vers le nord. La cuesta sancerroise serait donc à la clef de voûte d'un lourd bombement anticlinal. Loin d'être une forme d'inversion de relief comme une cuesta classique elle serait le résultat d'une inversion tectonique.

C'est exactement à ce genre de conclusion que les chapitres B 32 et B 333 nous ont amené pour la région de Vierzon, à la suite de A. Briquet. Mais l'idée, acceptable pour de faibles reliefs, à la rigueur pour la retombée sud de la Forêt d'Allogny, le serait-elle autant pour l'imposante côte sancerroise ? A. Briquet lui-même s'y est refusé (1931 p. 39-40).

La refuse-t-on aussi ? Cela veut dire alors que la masse des bois d'Humbligny se dressait comme un relief résiduel au-dessus de la surface aquitanienne, aussi bien du côté nord (lac de Beauce) que du côté sud (Champagne Berrichonne). Autrement dit la cuesta existait avant l'Aquitainien et elle a survécu depuis. Or, cette explication est tentante puisque la cuesta vierzonnaise est célèbre par sa fossilisation éocène. Ne peut-on admettre que la côte d'Humbligny fut, elle aussi, fossilisée et exhumée ultérieurement ? Mais fossilisée par quoi ? Il n'y a plus de lacustre de ce côté, et son épaisseur aurait de toute façon été insuffisante. Or justement se dressent, entre Avord et Humbligny, les masses boisées des énigmatiques buttes de Gron. Il s'agit d'un matériel détritique accumulé sur 50 ou 60 mètres et que les auteurs datent, et même décrivent, avec énormément de divergences. Classé argile à silex par la 1^{re} édition de la feuille Bourges (Douvillé 1875), daté sur la 2^e édition avec une précision surprenante (e^{3b}), sans doute par P. Jodot, sur la foi d'analogies très discutables avec la fameuse assise à chailles (voir chap. A 52 et C 52), reporté dans l'argile à silex par A. Vatan (1947 b), rajeuni à nouveau par B. Bomer qui le croirait volontiers burdigalien (B. Bomer 1951 et 1956), le matériel est resté un des mystères de la morphologie du Bassin de Paris. Et non des moindres, car il commande l'attribution des aplanissements berrichons et l'interprétation de la genèse du Sancerrois (cf. Colloque sur le Miocène : Congrès des Sociétés Savantes de Paris et des Départements 1958 p. 17).

C 33 L'hypothèse de la fossilisation d'une côte éocène

Or l'analogie entre la région de Vierzon, avec sa côte éocène fossilisée par des dépôts détritiques, et le Sancerrois, avec cette masse détritique anonyme et épaisse reposant sur une plate-forme d'érosion au pied d'une cuesta crétacée, devait fatalement orienter les esprits vers une explication commune : celle de l'exhumation récente d'un vieux relief. C'est la position de L. Aufrère (1931c), qui n'exclut pourtant pas l'idée d'un bombement anticlinal de la zone d'Humbligny et pour lequel le matériel de Gron pourrait être une formation de piedmont accumulée au pied de la côte et empruntée à ses dépens. C'est surtout celle de B. Bomer (1951-52). Celui-ci est formel... « Ici encore, le talus septentrional offrait dès l'Aquitanien un relief égal à l'actuel et n'a jamais été nivelé par la suite tout en n'étant que partiellement fossilisé. » p. 25/1951 ; ... et plus loin : « Dès cette date (l'Aquitanien) les reliefs du nord du Berry ont acquis leur importance actuelle » (1951 p. 25).

L'affirmation repose, semble-t-il, sur un raisonnement dont le point de départ pourrait bien être dû à une généralisation hâtive. Parce que la surface de la Champagne Berrichonne qui nivelle le lacustre au sud de Vierzon passe ensuite sur le calcaire jurassique il a été admis implicitement qu'elle demeurait vers l'est en contact avec ces mêmes calcaires. C'est pourquoi B. Bomer la fait passer à la base du matériel détritique de Gron et la retrouve entre les buttes et la côte, à 200-210 m vers Azy. Cette surface post-éocène se révèle donc légèrement gauchie (160 m sur le Cher, 180 à l'ouest, 210 à l'est). Or les grands accidents tectoniques sancerrois (voir la carte structurale de B. Bomer 1951 p. 24) sont datés, par analogie avec ceux du Nivernais, du début de l'Aquitanien (m,b) ou mieux du Chattien (m,a). La surface berrichonne ainsi envisagée, ne trahissant qu'un écho affaibli de tels gauchissements, est donc datée de la fin de l'Aquitanien (1951 p. 23). Il en résulte que cette surface, butant au pied de la côte 240 mètres plus bas que son revers sans qu'aucun accident brutal puisse justifier des déformations ultérieures, il en résulte que cette surface est responsable du dégagement de la cuesta. Celle-ci avait donc sa dénivellation maximum dès l'Aquitanien.

Le matériel des buttes de Gron qui a temporairement fossilisé la côte est donc post-aquitanien. B. Bomer, influencé par la 2^e édition de la feuille Bourges et les opinions de P. Jodot, assimile ces dépôts à ceux de la « formation à chailles » de Puisaye-Nivernais. Il en rejette toutefois l'âge ^{c3b} proposé par la carte. Il n'en admet pas moins des transports E.O., antérieurs donc à la naissance de la Loire. Or celle-ci, selon G. Denizot, apparaît au Vindobonien (m^{3c}). La mise en place des buttes de Gron doit donc être burdigalienne (m²), et contemporaine de l'épandage des sables de Sologne (encore qu'entre ceux-ci et celles-là, il n'y ait aucun rapport ni de puissance ni de faciès).

Sensible à l'étrangeté d'une telle situation, B. Bomer tente de l'expliquer d'une manière ingénieuse et non sans élégance. Le système d'érosion sub-aride, vraisemblable à cette époque, se serait attaqué de préférence aux zones planes, bien que formées de calcaires durs, et aurait négligé les reliefs vigoureux, bien que partiellement formés de Crétacé meuble, parce que protégés par une carapace de débris grossiers glissés (1951 p. 26 et 1952 p. 164). Mais cette explication est-elle vraisemblable ? Correspond-elle même à ce que l'on sait des processus sub-arides ?

Puisque tout repose sur l'interprétation à donner aux buttes de Gron, attaquons-nous à notre tour à ce redoutable problème.

C 34 Les buttes de Gron

C 341. — UNE ÉNIGME MORPHOLOGIQUE

Elles sont trois qu'on distingue très bien du piédestal de la côte sancerroise, par exemple des Anes, lourdement écrasées sous leur masse forestière : la butte des bois de Saint-Quentin et Lassay, la plus longue, celle du bois des Usages, la plus massive, celle de Chaumoux enfin, la plus instructive. La première et la troisième ont un sommet plan, 257-250 m. dans les bois de Lassay, 250 m. au-dessus de Chaumoux. Celle des Usages paraît plus conique et légèrement plus haute : 260 m. A voir la carte on comprend tout de suite qu'il s'agit de buttes résiduelles dues à la dissection d'une masse plus importante par le réseau actuel ou subactuel. Elles se trouvent d'ailleurs sur une ligne de partage des eaux, entre le réseau de l'Yèvre et celui de la Loire, d'où leur conservation. Toutes sont couvertes de broussailles et de bois, difficiles à explorer, et les carrières qui les ont entamées autrefois sont abandonnées et envahies par la forêt, sauf à la rigueur celle qui ouvre le sommet de la butte de Chaumoux. Et cela ne rend pas facile l'interprétation.

Les cartes (feuilles Nevers et Bourges) leur donnent quelques annexes qui, à vrai dire, n'apparaissent guère dans le paysage. Le bois des Brosses (N. de Brécly) porte une légère pellicule détritique, mais le calcaire jurassique n'est pas loin. Les deux plaques dites e^{3b} entre Sevry et Chaumoux sont rigoureusement plates et ne dominent que les quelques vallons secs qui les cernent. La plus proche de Chaumoux, côté est, pourrait même bien n'être qu'un mythe. Dans son bois touffu et serré, de même que dans les champs environnants je n'ai pas trouvé autre chose que des éclats de calcaire jurassique.

Trois masses donc, ou les formations détritiques reposent sur un socle calcaire vers 210 m, au moins pour la butte centrale, et s'élèvent jusqu'à 250-60 m. Leur datation e^{3b} due vraisemblablement à P. Jodot, l'un des auteurs des révisions, me paraît absolument irrecevable.

P. Jodot, nous l'avons vu (chap. A 52) a étudié en Puisaye une formation détritique à silex, chailles et quartz bien roulés qu'il a cru pouvoir dater dans le Gâtinais du Ludien moyen. Nous examinerons cette opinion dans les chapitres C5, et nous verrons que généraliser du Gâtinais à la Puisaye et aux marges du Nivernais est probablement déjà abusif. Seulement P. Jodot, qui croyait à des dépôts fluviaux, cherchant un jalon entre le Nivernais et les formations à galets de Touraine (autre généralisation abusive) a trouvé commode d'annexer ces buttes dont personne ne savait que faire.

Sur la première édition de « Bourges » en effet, Douvillé (1874) les avait traitées en argile à silex, datée d'ailleurs ex à cette époque.

Jusqu'à un certain point il suivait en cela Raulin (1846 et 1903) qui paraît avoir été le premier à proposer cette interprétation. Toutefois, la moitié est de la troisième butte devenait pliocène en pénétrant sur la feuille Nevers (de Grossouvre 1894, 1901 (p. 99) 1913-14). Quant à Chaput (1917 p. 210), sur la seule foi de l'altitude, il faisait du tout une terrasse de 80 m d'un Cher coulant à 40 km de là. G. Denizot (1927 p. 30 et 519) a proposé de rapprocher ces dépôts du matériel sidérolithique dont l'extrême variété de faciès permet d'y inclure beaucoup de choses. A la différence de B. Bomer il voit d'ailleurs dans la surface berrichonne cernant les buttes un niveau plus récent, pliocène supérieur (p. 485).

Mais aucun de ces auteurs ne se montre affirmatif. Un seul a émis une opinion catégorique ; c'est A. Vatan, pour une fois en contradiction avec G. Denizot. Dans sa thèse (1947 p. 48) il écrit : « La première hypothèse a été d'en faire simplement des buttes témoins d'argile à silex... Cette opinion, trop simple au gré des auteurs n'a pas prévalu. On a voulu y voir au contraire, un véritable terrain de transport... Cette opinion est basée sur le fait que, d'après de Grossouvre, les cailloutis de Gron sont nettement roulés, et sur la présence de dragées de quartz d'origine albienne... Cette opinion nous paraît difficilement soutenable. Il n'y a rien de commun entre les cailloutis bien roulés de l'Eocène supérieur et ces soi-disant cailloutis... On observe également dans la masse confuse d'argile à silex, des blocs parfois volumineux (plusieurs m³) de la brèche siliceuse du Sancerrois ». Je me déclare d'accord avec ce jugement (réserve faite bien entendu sur le terme « butte-témoin »). Mais les choses ne sont pas si simples.

C 342. — ORIGINE CRÉTACÉE DU MATÉRIEL

Tous ceux qui ont été intrigués par le problème connaissent au moins (peut-être seulement) les deux grandes carrières abandonnées qui encadrent la grande route sur les deux flancs de la butte des Usages. Examinons-les.

Une argile sableuse ocre, parfois roussâtre, renferme en grande quantité des blocs siliceux de toute taille et de toute forme. L'argile est très hétérométrique. Elle laisse sur les doigts une trace jaunâtre persistante qui révèle la forte proportion d'éléments fins de l'ordre de quelques microns. Mais elle contient aussi beaucoup de grains de quartz et surtout des fragments de silex en esquilles souvent acérées. Elle rappelle ainsi parfaitement le matériel de l'argile à silex sancerroise et, notamment, celui de l'éperon d'Humbligny (chap. C 22). Les blocs siliceux sont des silex ou plus souvent des cherts à pâte ocre et granuleuse. Ces derniers je les ai rencontrés en abondance sur le revers de la cuesta, dans les bois d'Humbligny, près du village de la Borne entre autres. On peut les observer à l'état brut dans le sous-sol forestier, par exemple entre les souches d'un arbre déraciné ou dans le talus rafraîchi de la

route. L'analogie avec les cherts du bois des Usages est parfaite et va jusqu'à l'identité absolue.

Par conséquent A. Vatan a raison. Devant les buttes de Gron c'est normalement à de l'argile à silex qu'on doit penser. Il a vraiment fallu que les auteurs aient eu besoin de jalons pour leurs reconstitutions (haute terrasse de Chaput, nappe diluvienne pliocène de Douvillé...) pour qu'ils aient été aiguillés ainsi hors de la voie la plus simple.

Toutefois en parcourant en tous sens la région des buttes on s'aperçoit vite de l'extrême variété des « silex ». Il en est de gris et translucides, avec des marbrures blanches opalines; d'autres présentent une fine zonation de lignes sombres dans une pâte lisse et claire; il en est de noirs à écorce blanche; beaucoup sont roux, parfois rouges. Mais les plus fréquents rappellent la porcelaine ou la faïence, avec une écorce épaisse à peine ocrée et une pâte blanche, opaque, finement grenue. Or ceux-là existent en abondance dans le Sancerrois (Villegenon, Argent, Ennordres, bois d'Humbligny) et sont vraisemblablement sénoniens. Ainsi Gron présente toute la gamme des « silex » sancerrois et, somme toute, dans les mêmes proportions. Enfin on y rencontre fréquemment des fragments de la brèche siliceuse, classique à la surface des plateaux crétacés. Ses éléments sont en général très homogènes, parfois roux, le plus souvent blancs ou gris-clairs. Ils résultent d'une lapidification fort ancienne d'argile à silex à peine déplacée, affectant surtout les horizons supérieurs de celle-ci. L'analogie est donc toujours parfaite avec le Sancerrois qui visiblement a fourni l'essentiel (sinon la totalité) du matériel des buttes.

Un mot néanmoins à propos des prétendues « chailles » signalées par la plupart des auteurs. À les lire, on pressent toutefois que c'est surtout dans la littérature plus que sur le terrain qu'ils les ont rencontrées. Il semble qu'à l'origine l'affirmation soit de Douvillé. Du point de vue pétrographique la « chaille » jurassique a d'ailleurs avec le « chert » crétacé une analogie certaine qui tient à la structure granuleuse de la silice et à l'absence d'écorce (L. Cayeux 1929 p. 491-501). Mais les auteurs n'ont pas toujours employé ces termes avec un souci stratigraphique très sûr. Chaput qui parle abondamment de « chailles » dans toute cette région n'hésite pas, par contre, à qualifier de « silex » les authentiques chailles de Pougues (1917 p. 200). Par contre P. Jodot, qui pourtant considère le matériel des buttes comme un élément de la « formation à chailles » de Puisaye a eu l'honnêteté d'écrire, ou de faire écrire, à propos de Gron : « La présence vraisemblable de chailles jurassiques ne peut être affirmée » (notice feuille de Bourges, 1939). Pour ma part je n'en ai pas vu, ce qui bien sûr ne prouve pas leur absence. Mais de toute façon nous verrons plus loin que la découverte de chailles dans le Crétacé des buttes ne serait pas incompatible avec l'interprétation proposée ici.

C 343. — DE L'ÉMOUSSÉ DES SILEX

Abordons maintenant le problème de l'émoissé des silex. Certains cherts du bois des Usages en portent des traces qu'il paraît difficile de nier : (il est vrai que certains fragments récoltés dans le bois d'Humbligny en portent aussi). Quelques silex, parmi les plus gros surtout, présentent des marques d'usure, en général sur l'écorce. Dans ce cas elles sont fort réussies. Dans le village de Chaumoux une borne de 60 cm de diamètre, bien ronde, est formée d'un seul silex roux. Sur son écorce bien conservée on distingue presque sûrement de petites blessures en arc de cercle. Ces « marques de chocs » sont, on le sait, l'œuvre de la mer (voir chap. A 52). De tels galets sont fréquents et beaucoup plus nets sur les versants de la dépression d'Henrichemont, donc en plein Sancerrois. Ils proviennent du remaniement de la couverture décalcifiée des plateaux (où la forêt empêche de voir grand chose en place). On les retrouve, accumulés par les transports quaternaires dans le lit de la Pte Sauldre (ballastière d'Ennordres) ou dans celui du Barangeon (ballastière de Vouzeron). Quoique brisés les galets s'y reconnaissent au premier coup d'œil, avec leur bel arrondi, leur croûte noire et leurs marques de chocs, parmi une majorité de silex bruts. Cela prouve simplement que la « formation à galets » est plus générale dans le Bassin de Paris méridional qu'on ne le dit communément. Seulement c'est la mer crétacée qui en est responsable, et nulle action tertiaire, surtout continentale. Il n'est donc pas impossible que certains éléments de la formation à galets se soient trouvés emballés dans le « cailloutis » de Gron, encore qu'ils y soient nettement plus rares qu'au nord. Il ne faut donc pas se laisser entraîner par leur présence à l'hypothèse d'un transport général de la masse au cours du Tertiaire.

D'ailleurs A. Vatan (1947 p. 48) invite à la prudence quant à l'utilisation du terme « émoissé ». « Les silex n'ont qu'une apparence roulée. Si on les casse on constate qu'ils sont zonés parallèlement aux bords ». Ce n'est pas toujours le cas en fait mais ce l'est souvent. Rappelons en outre que le chert a naturellement une forme plus arrondie que certains silex branchus. Il s'agit d'une concentration de silice au sein d'une masse argilo-sableuse et non pas au sein de la craie fissurée comme le silex franc. On passe par toutes sortes de transitions du noyau à la gaize enveloppante et beaucoup de cherts en place, quoique difformes, ont des faces courbes.

Voici toutefois qui est plus grave. Certains fragments de brèche présentent aussi des traces d'émoissé. Or cette roche est probablement tertiaire. Le cas n'est pas rare sur les blocs de 10 à 15 cm ; il est général sur ceux qui approchent du mètre. Dans ce cas la roche a l'air d'une sorte de grosse pomme de terre mal dégrossie. On rencontre parfois aussi des silex assez bien arrondis auxquels adhèrent des fragments de brèche. Ceux-là ont donc subi une usure postérieure à la décalcification. Il faut donc admettre

que parmi une majorité d'éléments détritiques grossiers, anguleux, se glissent quelques individus ayant subi des retouches appréciables.

C 344. — CRÉTACÉ REMANIÉ OU EN PLACE ?

Nous sommes donc en présence de matériel évidemment crétacé et d'origine probablement locale, c'est-à-dire de cette argile à silex du Bassin de Paris méridional que L. Cayeux préfère appeler « argile siliceuse à cherts » (1929 p. 410). Je rappelle que le problème est de savoir si, à un moment quelconque du Tertiaire, la cuesta crétacée s'est trouvée dégagée puis partiellement fossilisée par une masse détritique de transport.

On le croirait volontiers à voir l'aspect anarchique des carrières de la butte des Usages, où le mélange d'éléments disparates que présente le flanc surbaissé de la butte la plus occidentale (bois de Francheville). Mais, outre qu'il est difficile de faire la part du travail des carrières dans ce désordre, il convient de rappeler que les buttes ont connu une dissection relativement récente, que leurs flancs représentent les anciens versants des « vallées » qui les ont découpées et que rien n'y peut être en place. Or nous ignorons comment les choses se disposent au sein de la masse.

Observons toutefois que les brèches, à partir d'un certain volume, se rencontrent seulement à la partie supérieure des buttes (par exemple celle de Chaumoux) ou dispersées à même la plaine jurassique au pied des collines démantelées. Elles n'existent donc en place qu'au sommet de la formation étudiée. Si celle-ci résulte réellement d'un transport massif d'éléments lointains on conviendra qu'on puisse s'étonner de la présence de blocs de près d'un mètre, flottant comme une écume à la surface du remblaiement.

La clef du problème me paraît être néanmoins à la base des buttes. Observons leur contact avec le Jurassique en place. Celui-ci est en général bien souligné par la limite de la forêt cantonnée sur le détritique siliceux, et par la brusque apparition dans les calcaires de formes de modelé périglaciaire (vallons secs, grèzes, fentes en coin emballant des silex...) A ce niveau la terre des labours renferme, outre des silex éclatés, de très beaux galets de quartz de toutes les couleurs. Leur émoussé est parfait, leur taille généralement petite (1 à 3 cm, rarement 5), leur aplatissement exceptionnel. Ils sont évidemment marins et d'origine albienne. Seuls les sables albiens les contiennent dans le Bassin de Paris méridional (dragées de quartz). Selon A. Cailleux, des quartz façonnés contre une falaise gardent une forme assez ronde (1957^b). Un aplatissement poussé exige un estran interminable, sableux, où le galet est longuement frotté mais rarement retourné. Seule la transgression albienne paraît avoir connu des conditions favorables, sans doute parce qu'elle a progressé sur une surface infra-crétacée recouverte d'un manteau détritique important. Or, de telles dragées, je les ai récoltées en abondance au nord de la butte

occidentale, près du Nuainté, au bois des Brosses, à l'est de la butte orientale, toujours au niveau des premiers affleurements détritiques ; je les ai vues aussi en place, dans l'Albien sancerrois (c^{2b} de Sainte-Gemme au nord de Sancerre), comme dans l'Albien de la région de Graçay (cimetière d'Anjouin). J'en ai vu encore dans les bois de Francheville, à 220 m, soit 15 à 20 mètres au-dessus du socle jurassique. Plus haut, je n'en ai pas trouvé une seule. Il y a donc présomption que la base de nos buttes soit formée d'Albien, qui, on le sait, est l'étage transgressif dans ces régions.

La carrière de Sainte-Gemme montrait aussi au sein des sables clairs albiens en place, des filets plus argileux et rouges, consolidés par endroit en concrétions ferrugineuses sombres. J'insiste sur celles-ci car nous les rencontrerons souvent encore. En suivant le lit argileux on les voit naître peu à peu, d'abord friables, puis plus cohérentes. Souvent la bande s'épaissit alors, ou ondule, comme déformée par des dessiccations contemporaines du dépôt. Examinée de près la concrétion apparaît formée de feuilletés très ferrugineux, d'un noir bleuâtre, séparés par des lames d'une argile ocre moins consolidée. Parfois elle se replie sur elle-même comme une écorce séchée. Une telle structure est fréquente dans les blocs épars au pied de la côte sancerroise ou dans la vallée supérieure de la Grande-Sauldre. On en voit de toutes tailles, parfois très gros. Ceux-ci ont en général une stratification moins nette et sont formés d'un grès grossier à ciment ferrugineux noirâtre. Le premier faciès a été exploité dans la région. C'est le minerai « géodique » des cartes qu'il n'est donc pas exact de localiser uniquement dans le Crétacé tout à fait inférieur (c₁). L'autre a servi à la construction. On en trouve de semblables au sud de Vierzon (Massay) et autant qu'on en puisse juger, il appartiendrait plutôt à l'Albien inférieur (c¹).

Or à la base de nos buttes on peut trouver d'assez nombreux fragments de ce grès ou de ce minerai, par exemple dans les champs qui entourent le cimetière de Gron. Au pied est de la butte des Usages, au lieu-dit Les Coqs, une tuilerie a exploité autrefois une argile rougeâtre. Le lieu d'extraction est réoccupé par la culture. Il s'agit d'une poche large et peu profonde, où le soc retourne encore l'argile rouge pendant que les éclats de calcaire jurassique apparaissent vers le haut des versants. Les terres sont jonchées de silex bruts, de très gros blocs de brèche ainsi que des plaquettes ferrugineuses typiques de l'Albien. Des fragments de celles-ci existent d'ailleurs dans le produit de l'industrie locale (tuiles de la ferme). Il semble qu'on soit là en présence d'une poche karstique datant du Crétacé inférieur et que la transgression aurait décapitée. J'ai remarqué en effet parmi les dragées albiennes quelques galets, non de quartz, mais de grès ferrugineux noir. La progression de la mer a donc dû se faire d'une façon hésitante au début, puis plus franchement, l'abrasion des vagues ayant achevé l'œuvre des agents continentaux. Il ne s'agit au demeurant pas là d'une idée neuve, et on la trouve par exemple formulée par J. Tricart (1948-9 p. 65-71).

Il n'en reste pas moins que nos buttes de Gron sont coiffées de brèche sénonienne tandis que leur base paraît bien formée de matériel albien, reposant de surcroît à même la surface infra-crétacée. Si cette interprétation est correcte une tranchée ouverte au cœur de la butte centrale devrait montrer les sables crétacés avec leur stratification intacte, tandis que les versants couverts d'une carapace de débris glissés ne peuvent permettre qu'une grossière analyse statistique de leurs éléments.

En présence de ces données notre conclusion sera de faire des buttes de Gron un reste de la couverture crétacée en place.

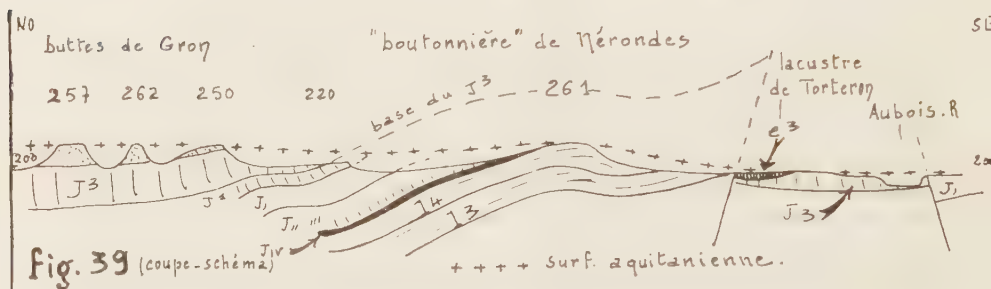
C 345. — LE REMANIEMENT AQUITANIEN

Tout n'est pas clair cependant dans ce singulier problème. A Humbligny, le Crétacé s'étage sur une centaine de mètres. A Gron, on n'en retrouve au mieux que 50 à 60. Il faut tenir compte toutefois du phénomène transgressif. Nous savons que, dès le Sancerrois, certains niveaux crétacés s'amenuisent. Le Turonien est absent ; le Cénomaniens supérieur entamé même à Sury-ès-Bois. Par contre le Sénonien, ou ce qui en reste, pousse beaucoup plus loin son offensive. En Nivernais, on voit même ses débris côte à côte avec ceux du Crétacé inférieur. Sa surface de base correspond donc à une lacune qui s'agrandit de plus en plus en direction des socles, s'il ne s'agit d'une pure discordance. L'amenuisement du Crétacé de Gron pourrait résulter d'un tel processus, avec comme corollaire, une décalcification plus profonde, altérant même la gaize crayeuse cénomaniens. Encore faudrait-il montrer que le sommet des buttes correspond au niveau supérieur de l'argile à silex intacte. Et quelle place faire alors dans notre interprétation aux éléments roulés dont nous parlions plus haut ?

Reprenons une fois de plus le sentier forestier qui mène en haut de la butte de Chaumoux. Le sommet en est parfaitement plat comme l'est aussi celui qui couronne l'extrémité nord de la butte occidentale (Le Nuainté), et dans chaque cas une carrière débouche au niveau même du petit plateau ; celle de Chaumoux est la seule toutefois à garder quelque fraîcheur. Or elle montre, jusque sous les racines de bruyère, une masse d'argile sableuse plutôt claire, marbrée par taches irrégulières rouge sombre. Et dans cette masse sont fichés, dans le plus parfait désordre, une pierraille anguleuse de silex de tout calibre et de toute nature, ainsi que de gros blocs de brèche claire. L'un de ceux-ci mesure 90×80 cm. Sous la loupe comme en lumière polarisée la masse détritique argilo-siliceuse s'apparente absolument au matériel d'Humbligny. Nous avons donc affaire à une argile à silex remaniée comme elle l'est sur le revers sancerrois.

Nous avons vu que le sommet des buttes était plan. Il est aussi horizontal : 257 m au Nuainté, 260 aux Usages, 250 à Chaumoux. Or dans le même temps la surface de base (surface infra-crétacée) s'élève rapidement vers le S.-E. : 200 m au bois des

Brosses, 200-5 sous celui de Saint-Quentin, 210 aux Usages, 215 ou 220 au cimetière de Gron, 235-40 au S.-O. de Chaumoux. Le matériel crétacé de cette troisième butte s'amincit donc rapidement en biseau. Plus loin vers le S.-E. les strates jurassiques continuent à s'élever rapidement. Un grand anticlinal dissymétrique, faillé sur sa retombée est, accidenté en effet la bordure orientale du Berry. Nivelé, puis rajeuni par la Vauvise, il constitue ce que nous appellerons la « boutonnière de Nérondes ». On voit donc clairement que la surface subhorizontale qui tranche obliquement le Crétacé des buttes de Gron est postérieure à la tectonique de Nérondes. Il s'agit donc bien d'une surface d'érosion (fig. 39).



Depuis le début de cette deuxième partie de notre ouvrage nous sommes en quête de la surface aquitanienne. Nous avons cru en reconnaître le passage au sommet des buttes de Gron, et par ailleurs nous savons déjà (région de Graçay, de Saint-Florent-sur-Cher...) que cet aplanissement succède de peu à une crise tectonique, ce qui est le cas aussi entre Gron et Nérondes. On admettra que la conclusion s'impose.

Résumons-nous. Les trois grandes buttes dominant la Champagne Berrichonne, à l'est de Bourges, ne sont qu'un débris, mais en place, du manteau crétacé. Toutefois l'aplanissement aquitanien a tranché celui-ci avant d'entamer les calcaires jurassiques. Les buttes sont tout ce qui reste de cette couverture, mais leur dissection très avancée n'a pas supprimé entièrement les traces du passage de la grande surface à leur sommet.

Ainsi s'explique la présence d'éléments roulés parmi les fragments de brèches et la descente des grands blocs émoussés de celle-ci parmi la pierraille anguleuse. Ainsi pourrait même se justifier la découverte éventuelle de chailles jurassiques dans un domaine exclusivement crétacé.

C 35 Les déformations de la surface aquitanienne à l'ouest d'Humbligny

C 351. — « DÉFENSE DU SOULÈVEMENT DU SANCERROIS »
(V. Raulin BSGF 1903)

Il est désormais possible de rassembler et de synthétiser la série d'observations qui vient d'être faite. L'ampleur et la perfection de la surface aquitanienne commencent à apparaître comme un des leit-motiv de cette étude. Nous l'avons reconnue au sud de l'Yèvre où elle constitue la moitié sud de la Champagne de Bourges. Son passage a laissé des traces sur la couverture d'argile à silex des plateaux sancerrois, et selon toute vraisemblance c'est elle qui forme le revers de la grande cuesta crétacée.

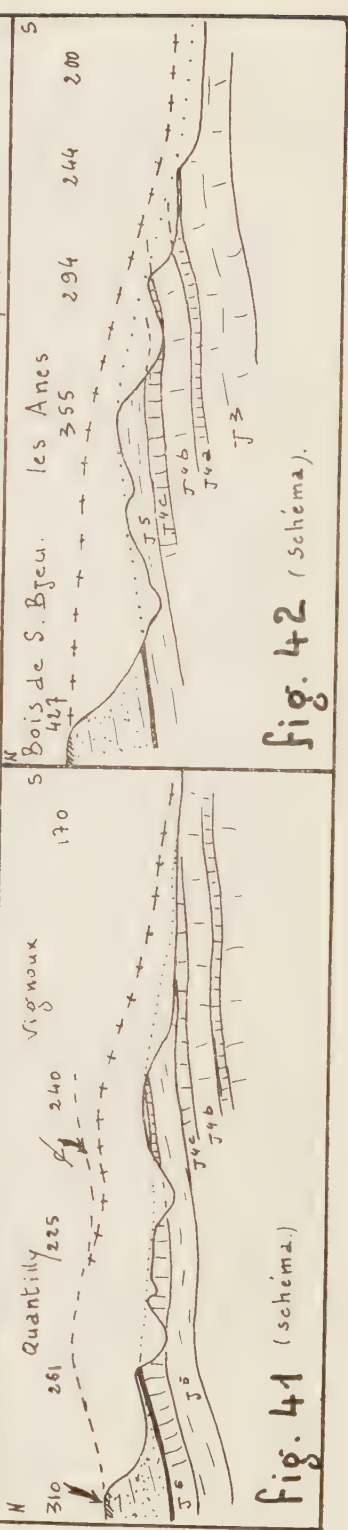
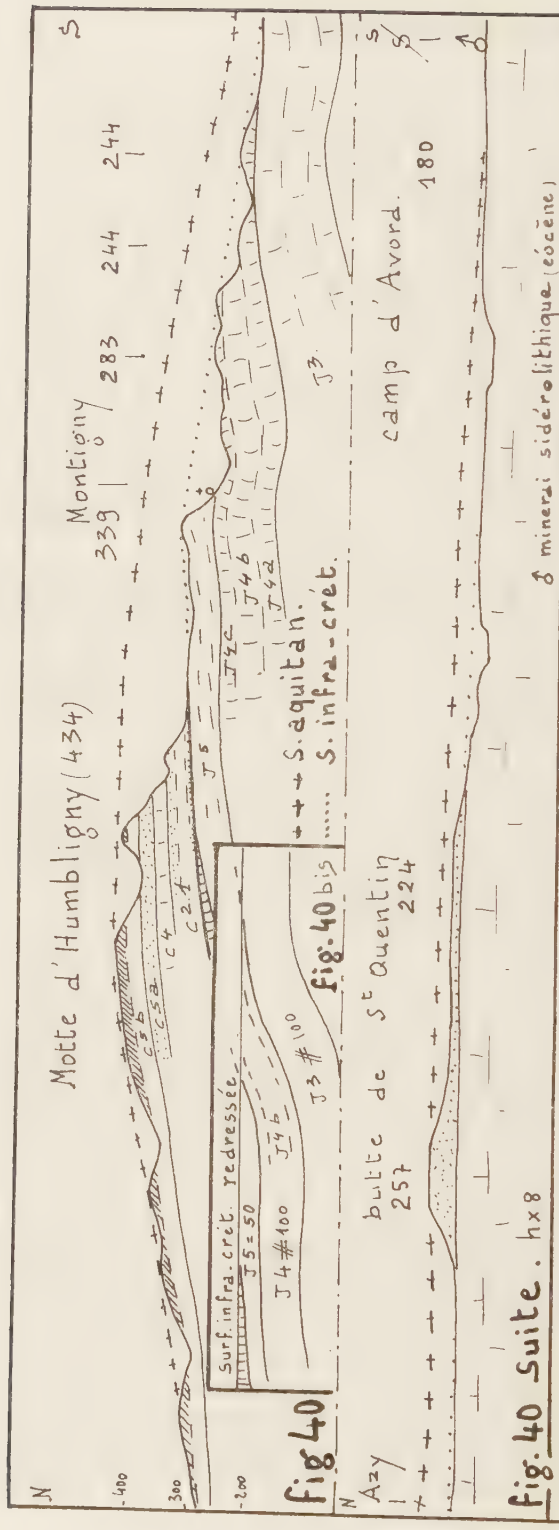
S'il en était autrement, en effet, si la cuesta avait été épargnée, ne serait-ce que partiellement, par le grand aplanissement finioligocène, on verrait celui-ci s'avancer au nord de l'Yèvre en nivelant les calcaires jurassiques, pour s'emboîter au pied de l'ancien front de côte. Dans ce cas le matériel détritique des buttes de Gron aurait toute chance d'être post-aquitaniien et représenterait les traces d'une fossilisation temporaire de la cuesta.

Or bien au contraire, ces buttes nous sont apparues comme les restes démantelés de la formation crétacée, autrefois beaucoup plus étendue vers le sud. La surface aquitanienne, loin de passer à leur base, se reconnaît au contraire à leur sommet, imperturbable malgré les déformations du soubassement, lequel n'est autre que la surface infra-crétacée (chap. C 34).

Ainsi se trouve rejetée l'hypothèse d'une fossilisation d'une côte sancerroise pré-aquitaniienne par les matériaux des buttes de Gron. A l'aube du Miocène c'est la plaine qui s'étend ici comme à l'ouest autour des rives du lac de Beauce. Vers le sud de celles-ci le grand aplanissement remaniait longtemps l'argile à silex avant de trancher progressivement dans un manteau de Crétacé, lui-même sans doute de plus en plus mince. Au sud de l'Yèvre il reprenait le contact avec les calcaires jurassiques déjà dégagés à l'Eocène.

Si par conséquent on veut retrouver la suite de la cuesta fossile de Vierzon, c'est approximativement sur une ligne Allogny-Bourges-Avord qu'il faut la chercher. Comme par ailleurs la cuesta actuelle s'oriente au S.-O. de Vierzon en direction de Levroux, on voit que la côte éocène dessinait une sorte d'énorme percée conséquente dont l'ampleur était à la mesure de la faiblesse des pen-dages ainsi que des caractéristiques d'un système d'érosion « tropical ». Le Cher est donc l'héritier d'une très vieille hydrographie.

On notera, à l'appui de ces remarques, le fait que les formations sidérolithiques éocènes, fréquentes au sud de l'Yèvre, cessent



brusquement dans la partie nord de la Champagne, pour réapparaître sur le plateau sancerrois (La Chapelle d'Angillon). Ainsi se reconnaît encore, au nord de l'Yèvre, l'ombre du manteau crétacé protecteur.

Le plateau d'Avord est à 180-190 m ; le sommet des buttes de Gron à 250-260 m ; les bois d'Humbligny culminent à 430 m et, entre les deux Sauldre, l'argile à silex disparaît sous la Sologne vers 200 m. A l'origine des reliefs sancerrois, notre interprétation place donc un important gauchissement de la surface aquitanienne. Ce lourd mouvement anticlinal, nous l'avons vu naître vers Vierzon et s'amplifier en Forêt d'Allogny. Il atteint ici son maximum d'ampleur. Le contraste saisissant qui oppose les secteurs vierzonnais et sancerrois de la côte crétacée a donc une cause essentiellement tectonique.

L'idée n'est pas neuve. Elle a même plus d'un siècle (V. Raulin 1846). Vertement critiquée par Ebray (1867), par Douvillé (1875-6) et par de Grossouvre (1900), la théorie de Raulin avait tout de même été acceptée par G.-F. Dollfus (1904-5). Mais G. Denizot la condamnait à nouveau en marge de son étude de l'Orléanais (1927 p. 519) avec des attendus intéressants quoique discutables qui seront examinés un peu plus loin. Pourtant V. Raulin, à la fin de sa vie avait encore proclamé sa croyance en son « système du Sancerrois ». Le titre de ce présent chapitre a été emprunté à celui de son dernier mémoire. C'était bien le moins que nous puissions faire.

C 352. — L'ANTICLINAL SANCERROIS

La figure 40 résume et précise notre interprétation. Sans doute la reconstitution de la surface aquitanienne, dont la majeure partie est « en l'air » laisse-t-elle une marge à l'incertitude ; moindre toutefois qu'on ne pourrait croire. En l'absence d'accidents brutaux pré-aquitaniens dans le secteur de Montigny, l'amincissement progressif du manteau crétacé tranché en biseau par l'aplanissement, est la solution la plus vraisemblable. Elle conduit à placer l'amorce de l'anticlinal sancerrois un peu au nord d'Azy, précisément à l'endroit où les strates jurassiques, jusque-là fort calmes, sont affectées par une flexure. Au demeurant le style de cette déformation nous est familier. Il s'apparente à ce que nous savons déjà des mouvements post-aquitaniens de la région occidentale. La « Percée du Cher » (1^{re} partie) nous a habitué à ces souples gauchissements à moyen ou long rayon de courbure, où les failles restent des accidents mineurs (Graçay, Barangeon). L'harmonie des lignes, sur la figure 40 serait ainsi une garantie supplémentaire de leur exactitude.

C'est la structure du jurassique sur cette figure qui peut prêter à commentaires. Elle est pourtant conditionnée par ce que nous savons de l'épaisseur des assises (R. Abrard 1950 p. 167 par exemple). Séquanien et Rauracien forment chacun une masse d'une

bonne centaine de mètres, dans laquelle les variations de faciès d'est en ouest sont fréquentes (et difficiles à cartographier avec précision) sans que l'épaisseur totale de l'étage soit considérablement modifiée. Le Kiméridgien, très constant dans tout le sud du Bassin de Paris, y forme un banc marneux de plus de 50 m. L'obligation de respecter ces données commande notre tracé du contact Séquanien-Rauracien, et notamment la flexure anticlinale qui réalise un bref contre-pendage au nord d'Azy.

G. Denizot (1927 p. 519) tout en rejetant l'explication de V. Raulin, a tout de même noté une nette atténuation des pendages du Jurassique au niveau de la cuesta. Etant donné l'amin-cissement du Crétacé (phénomène normal dû à la transgression) il conclut à la possibilité d'une légère contre-pente locale du Crétacé supérieur en direction du sud. On voit ce que la méconnaissance de l'aplanissement aquitanien enlève de netteté à sa pensée. En outre, il fait des buttes de Gron un matériel détritique éocène accumulé au pied de la côte. La meilleure preuve pour lui de l'existence d'un relief fossile c'est le fait que le pseudo-Eocène de Gron repose sur du Rauracien (j³), alors que le Crétacé sancerrois s'appuie sur le Portlandien (j⁶). C'est méconnaître plus gravement l'existence d'une surface de discordance infra-crétacée, qui tranche vigoureusement les assises sous-jacentes.

On sait qu'en Basse-Bourgogne l'Albien a laissé des débris à la surface de toutes les auréoles jurassiques, jusqu'au contact du Morvan (voir feuilles Tonnerre et Avallon). On sait aussi que la transgression crétacée s'est propagée précocement du sud (fosse alpine) vers le nord (bassin anglo-parisien), à travers le seuil morvano-vosgien ; puis elle s'est rabattue vers l'est et l'ouest avec plus ou moins de réticence. On voit très bien, sur les feuilles Clamecy, Bourges, Valençay, le piétinement des mers ou des lagunes du Crétacé inférieur. L'Hauterivien (c^{iv}) s'arrête aux portes de Sancerre, le Barrémien va plus loin vers l'ouest ; mais c'est avec l'Albien (c¹⁻²) que se déclenche l'attaque en direction du sud, sur le front nivernais et berriçon. On a vu (chap. A 51) qu'à l'ouest du Fouzon, la grande offensive vers l'Armorique et l'Aquitaine est seulement cénomaniennne (c⁴). Ainsi le rivage occidental se dérobe-t-il progressivement.

En direction du sud il est au contraire plus net. Il n'est pas douteux qu'une grande flexure SO-NE, que jalonne précisément la cuesta crétacée actuelle, a longtemps limité les progrès de la mer crétacée (fig. 14). En particulier, dans le Sancerrois, on voit très bien du Cher à la Loire la surface infra-crétacée trancher en biseau le Portlandien (j⁶) et s'avancer sur le Kiméridgien (j⁵). Comme on connaît des silex sur le Morvan (J. Beaujeu-Garnier 1948-50) et des galets près de Montluçon (A. Vatan 1947 p. 118) attribués avec raison selon nous à l'action de la mer sénonienne, il n'est pas douteux que le Crétacé a fini par s'avancer très loin vers le sud. L'existence d'une surface infra-crétacée à travers tout le Berry est donc une réalité morphologique qu'on aurait tort de négliger, même si ses traces sont difficiles à retrouver.

*
* *

Revenons à la figure 40. La surface infra-crétacée s'éternise sur le Portlandien (j^6), dernier étage jurassique du Bassin de Paris, ainsi que sur le Rauracien (j^3). Entre les deux, elle tranche rapidement le Séquanien (pourtant aussi épais que le Rauracien) et le Kiméridgien. Si l'on redresse par la pensée cette surface maintenant tordue, on constate qu'une flexure assez brutale affectait à cet endroit les assises jurassiques (fig. 40 *bis*), accident qu'on ne peut guère qualifier autrement que de flexure continentale du Crétacé inférieur, à la suite de J. Bourcart (1938). Voilà pourquoi, sur notre figure 40 il y a disharmonie entre la forte torsion de la surface aquitanienne et le calme apparent de la structure jurassique. Le grand anticlinal miocène a affecté une zone de pendage maximum, annihilant presque entièrement un trait pourtant majeur de la structure antérieure. La résultante c'est ce palier qui voit, vers Montigny, les assises devenir presque horizontales en un endroit où nous prétendons placer un anticlinal. Nous reviendrons d'ailleurs sur tous ces faits pour une synthèse tectonique, quand le phénomène aura fini par apparaître, de l'Indre à l'Armançon dans sa stupéfiante généralité.

C 353. — LA CUVETTE DE BOURGES

Reste à reconstituer la surface aquitanienne à l'ouest des buttes de Gron. Etant donnée l'interprétation que nous avons faite de celles-ci l'opération est possible. Elle consiste à tisser tout un canevas de coupes, les unes NS ou NO-SE, les autres NE-SO. La région de Quantilly-Vignoux, jonchée de placages barrémiens (c.,) ainsi que la base des buttes de Gron jalonnent la surface infra-crétacée. L'aquitanienne est connue à l'ouest et au sud de Bourges partout où subsistent les dépôts éocènes (voir chap. C 31). Nous l'avons admise sur le revers de la côte sancerroise, partout où affleure en place l'argile à silex, ainsi qu'en surface des buttes de Gron. Grâce à tous ces repères le quadrillage des profils permet de recouper les enseignements de l'un par ceux de l'autre ; ainsi progresse notre reconstitution (voir fig. 32).

La méthode peut paraître incertaine. En réalité le champ des possibilités est assez limité et on s'aperçoit vite que les hésitations ne portent que sur des points de détails. Aucune divergence d'interprétation ne modifierait le résultat d'ensemble, à savoir que la surface aquitanienne, gauchie vers le SO enveloppe de ses pentes la cuvette de Bourges, vers quoi précisément converge un réseau très dense. Or le principal enseignement tiré de notre étude de la « Percée du Cher » a été justement que le réseau est admirablement adapté, non pas à la structure profonde, mais aux gauchissements de la surface aquitanienne. Le résultat peut donc paraître encourageant.

Notre carte en courbes se révèle ainsi bien plus parlante que

le plus soigné des croquis structuraux. De tels croquis en effet ne peuvent donner que la somme des tectoniques enregistrées par les couches de terrain au cours d'une longue histoire. Le réseau hydrographique est souvent en contradiction avec eux. A ne considérer que la feuille de Bourges par exemple et quelques coupes, certaines rivières sont inexplicables : Moulon, Barangeon surtout, qui coulent à contre-pendage. D'une manière générale la même abstraction des événements anté-miocènes est nécessaire pour l'interprétation du réseau du Bassin de Paris, parce que son installation a suivi un retour à des conditions climatiques moins arides que celles du Miocène inférieur, coïncidant avec la fin du gauchissement de la grande surface d'aplanissement fini-oligocène (A. Cholley 1943, P. Birot 1958 p. 182 ; voir aussi nos chapitres B4).

Lors de la construction de notre figure 32 quelques secteurs ont été toutefois d'interprétation délicate. C'est par exemple la région dite de La Forêt, autour de St Palais, Quantilly, Vignoux, où la surface infra-crétacée, bien conservée, est déformée par un bombement assez vigoureux, quoique local (fig. 41). Les accidents pré-aquitaniens connus se trouvant tous assez éloignés de ce secteur (failles de St Florent, de Sancerre...) nous rapporterons celui-ci à la phase des gauchissements post-aquitaniens qui a créé le relief sancerrois. Il en résulte qu'à la verticale de Quantilly la surface aquitanienne devait se trouver à une altitude supérieure à celle des bois de St Palais où elle subsiste actuellement. (Il n'est pas impossible toutefois qu'il y ait là des failles anté-miocènes non décelées par la carte, laquelle comporte à vrai dire bien des anomalies dans ce secteur.)

Par contre, à l'est d'Humbligny, la surface infracrétacée atteint son altitude la plus forte (350 m) au lieu-dit Les Anes, à partir duquel elle s'abaisse vers le nord, l'ouest, et l'est, comme sur les flancs d'un cône. Nous interprétons ce bombement comme une conséquence de la tectonique pré-aquitaniennne de la région de Sancerre (voir 4^e partie). Le gauchissement néogène l'ignore qui porte la surface aquitanienne à son maximum d'altitude en Forêt d'Humbligny, donc plus à l'ouest. Il en résulte une certaine disharmonie entre les déformations de cette surface (structure superficielle) et celles de la surface infra-crétacée (structure profonde), disharmonie que traduit fidèlement le réseau hydrographique de la Gde Sauldre supérieure (fig. 42 et 32).

Tout ce secteur à vrai dire ne peut être clairement interprété qu'après étude de la zone faillée de Sancerre. Or celle-ci s'est révélée si riche de problèmes qu'il a été jugé préférable de reporter son analyse à la 4^e partie. D'ici là, les régions encadrantes (Sancerrois, Puisaye, Nivernais) auront peut-être livré quelques-uns de leurs secrets.

C4 LE RELIEF DU SANCERROIS CENTRAL ET DE LA CHAMPAGNE DE BOURGES : ESSAI D'INTERPRÉTATION

C 41 La « cuesta sancerroise »

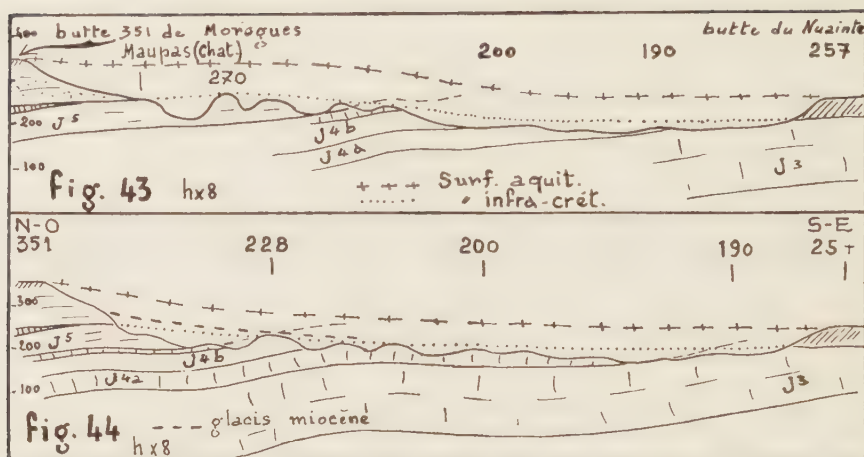
C 411. — L'ÉPERON CRÉTACÉ D'HUMBLIGNY

Ainsi la surface aquitanienne s'est trouvée gauchie d'une façon considérable avec établissement d'une surface concave en pente vers la sud et le sud-ouest. Or cette surface tranchait le matériel crétacé pour rejoindre progressivement les affleurements du calcaire jurassique et du calcaire lacustre(voir fig. 32).

Nous savons qu'autour de l'éperon de la Forêt d'Allogny (chap. B 32) une telle disposition a entraîné le façonnement, dans des conditions subarides, d'un très beau glacis d'érosion ajusté sur le niveau supérieur des alluvions granitiques de la cuvette de Mehun, cuvette qui elle-même n'est que l'antichambre de la Sologne. En a-t-il été de même plus à l'est ? Sans aucun doute.

Examinons la topographie sur le flanc ouest de l'éperon d'Humbligny. Des environs de La Motte, à l'extrême pointe de celui-ci, on découvre tout un dédale de collines, de croupes boisées, de buttes devant lequel l'esprit se trouve un moment désorienté. Puis les détails finissent par s'orchestrer. Sous la concavité très ferme de la corniche se détachent de longs replats bien dessinés qui s'abaissent rapidement vers le S.O. De l'un à l'autre l'œil, malgré les pièges de la perspective, croit reconnaître un parallélisme qui suggère l'unité primitive. Malheureusement, l'intense dissection quaternaire a multiplié les ravins, désorganisé les profils par des coulées de solifluction, et ce n'est pas sans un certain effort d'abstraction qu'on reconstitue la grande surface gauche d'où dérive la topographie actuelle. En outre, le bocage noie tout ce paysage et gêne beaucoup l'observation. Il faut donc parcourir la région, baromètre en main, confronter ses indications avec les minutes de la carte d'E.M. (suspectes à priori), reporter tout cela sur une carte. Alors se trouve confirmée et précisée l'impression première.

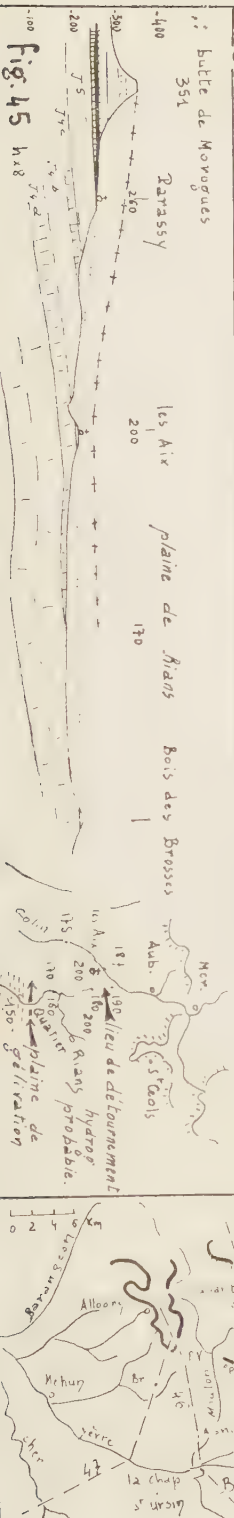
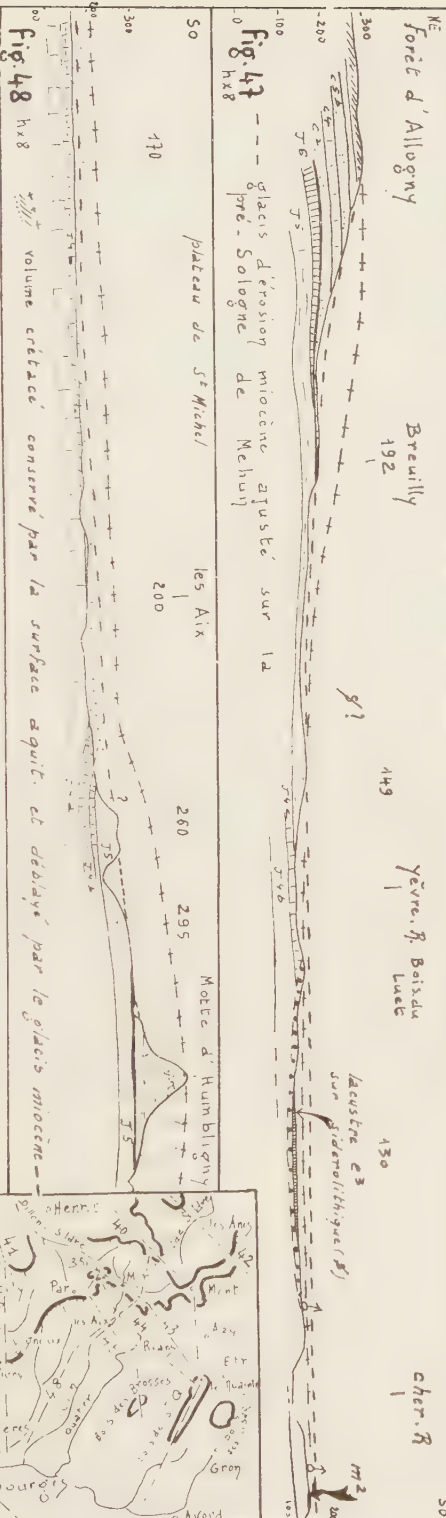
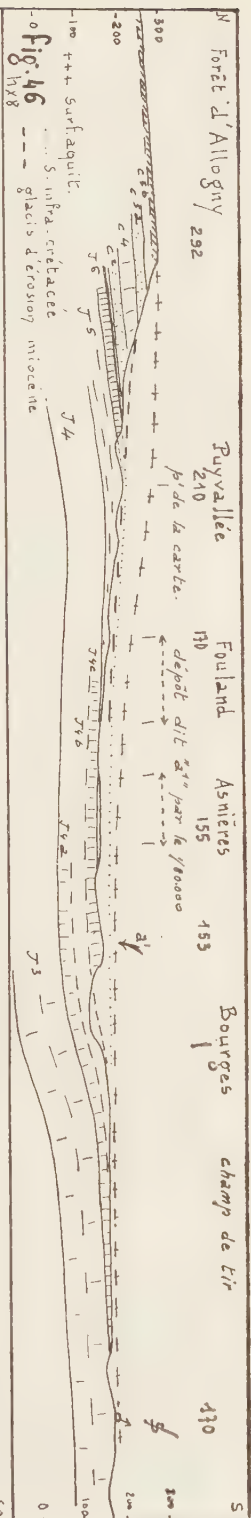
Ainsi, la petite route récente qui, d'Humbligny descend sur Morogues, emprunte un long palier s'abaissant pendant quelques kilomètres d'une façon très régulière. Il est tapissé de sables crétacés bourrés d'éclats de silex de toute taille, mêlés de grès albiens. Le baromètre indique progressivement 330, 320, 290, 280, 275 m. Arrêtons-nous à ce moment. Morogues se devine à nos pieds, bien



incrusté dans son vallon. A gauche, à droite, de longs replats s'abaissent, parallèlement à notre route, et à la même altitude qu'elle. Leur profil est très pur, car ils dégagent progressivement la surface infra-crétacée. Ils se prolongent vers l'aval par des sections légèrement surbaissées, sans doute plus récentes, et dont nous reparlerons. Mais au moment où paraît se dessiner l'emboîtement des deux niveaux, celui d'amont est relayé, de l'autre côté de l'auge du Colin, par le plateau 270-260 qui ferme l'horizon au sud du village (1). De même à l'ouest de celui-ci, les flancs bien concaves de la butte 350 s'apaisent-ils vers 275 m, légèrement plus haut que le replat 260 où le château de Maupas dresse sa masse imposante dans la verdure. Au milieu de cette harmonieuse convergence de surfaces courbes, l'entaille étroite du Colin permet d'apercevoir les tours de la cathédrale de Bourges, centre de la cuvette en fonction de laquelle s'est façonné notre système de replats.

Qu'on veuille bien examiner maintenant les figures 48 et surtout 49. Elles révèlent l'existence de belles concavités rayonnant en glacis tout autour de l'éperon crétacé d'Humbligny, absolument semblables à celles que nous avons observées autour de la Forêt d'Allogny (chap. B 32). On voit qu'autour de Morogues, elles finissent par former le revers de ce que nous avons appelé le « piédestal » de la côte (chap. C1). Le talus jurassique de celui-ci est donc une forme d'érosion plus récente que la côte crétacée. Au-delà vers le S.O. et Bourges, le glacis « passe en l'air ». Il est visible toutefois, sur la figure 48, que l'inclinaison des deux surfaces infra-crétacée et aquitanienne (reconstituées comme il a été dit plus haut chap. C 353) lui a permis de continuer à se développer, soit sur une pellicule de Crétacé conservée, soit à même la surface de discordance. Mais il ne semble pas que l'érosion subaride.

(1) La cote 298 du Moulin de Concles est très probablement due à une erreur de la première édition de la feuille d'E.M. Les minutes elles-mêmes n'y dépassent pas 270 m.



responsable du façonnement de ce glacis, ait eu besoin de trancher au sein des durs calcaires jurassiques. Ainsi, par un phénomène de convergence remarquable, la torsion même de la surface infra-crétacée a favorisé l'épanouissement du pédiment.

Il est visible enfin, qu'en direction du S.O. on n'aurait aucune peine à raccorder le glacis de Morogues, prolongé par une pente régulièrement décroissante, avec la nappe des sables burdigaliens de la cuvette de Mehun (160 m à Boursac et à Reuilly. Voir chap. B 32). Seulement cette reconstitution laisse la porte ouverte à trop d'incertitudes ; on ne sait pas par exemple si des déformations ne sont pas intervenues ultérieurement. Nous n'insisterons donc pas. Constatons simplement qu'il est vraisemblable de paralléliser le façonnement du pédiment burdigalien d'Allogny avec celui d'Humbligny-Morogues.

Mais la carte des « éperons » (fig. 49) révèle bien d'autres choses. Elle montre que le glacis se développe sur tout le flanc sud et sud-ouest de la côte d'Humbligny, en direction d'Henrichemont. Son altitude lentement décroissante, la continuité et la régularité de ses formes ne permettent guère de douter de son unité. Seulement nous sommes maintenant parvenus dans le vaste bassin d'Henrichemont, et celui-ci nous est déjà familier (chap. B 22 et fig. 25). Nous avons vu dans cette dépression l'œuvre des érosions miocènes consécutives au soulèvement du Sancerrois. Pavés d'un dallage de blocs siliceux ses versants ont fourni une partie des matériaux de la nappe fini-burdigaliennne de Sologne dans le même temps que ceux de la Forêt d'Allogny nourrissaient la pré-Sologne de Mehun. Le glacis de Morogues et d'Humbligny a donc bien des chances d'appartenir à la même famille morphologique et d'être lui aussi burdigalien supérieur (ou plus largement miocène moyen).

La carte des déformations de la surface aquitanienne (fig. 32) aide d'ailleurs à comprendre la genèse de ces formes. Elle révèle, aux sources de la Petite Sauldre, une sorte de col structural, dominé à l'est par le lourd dôme d'Humbligny. On voit que sur son flanc S.O. celui-ci devait normalement être façonné selon deux directions : la Sologne et la cuvette de Bourges. Etant donnée la nature du système d'érosion cela devait se traduire par la fusion insensible des deux glacis, le solognot en pente douce, le berrichon plus vigoureux. Le réseau actuel traduit encore fidèlement cette dualité

C. 412. — LE PIÉDESTAL JURASSIQUE

On sait (chap. C 1), que la côte crétacée est supportée par une sorte de socle jurassique qui pose à lui tout seul plus de problèmes que le reste de la cuesta berrichonne. La carte des « éperons » montre à la fois la massivité de son fronton (Montigny, Les Anes) et l'extraordinaire dissection de ses ouvrages avancés. La lourde forteresse pousse en effet, à la surface de la Champagne Berrichonne, de longs éperons effilés dont la surface est formée par une cascade de replats, à la manière d'un escalier. On voit bien

qu'il s'agit d'éléments résiduels, découpés dans une masse autrefois continue, mais le problème des gradins n'en est pas résolu pour autant. Les expliquer par la structure n'est pas facile, car ils sont taillés dans une masse calcaire apparemment homogène. Le plus important d'entre eux, et le plus élevé, pousse même le paradoxe jusqu'à être modelé, revers compris, dans le seul étage jurassique à prépondérance marneuse. Tenter une interprétation cyclique de ces niveaux est une entreprise parfaitement vaine car ils se disposent sur la partie la plus élevée de la Champagne, dominant à la fois le versant de Bourges et celui de la Loire. Nul fragment de surface d'érosion, si petit soit-il, n'est en état de leur servir de répondant vers le sud, comme vers l'est ou l'ouest. En réalité, c'est le terme de *cuesta* appliqué (à priori) à l'ensemble du relief sancerrois qui obscurcit le problème et égare l'observateur. Si l'on veut bien faire abstraction des concepts classiques relatifs au relief de côte on arrivera peut-être à une compréhension plus lucide de ces formes, dont l'originalité n'est pas niable, mais qui n'ont rien d'aberrant.

Qu'on se reporte, une fois encore à la figure 40. On y voit la surface infra-crétacée épouser étroitement le volume rocheux formant le « piédestal ». Si notre interprétation des buttes de Gron est correcte (on voit qu'elles sont décidément à la clef des problèmes berrichons) il est difficile de la dessiner autrement que sur notre coupe. Non pas que nous prétendions retrouver dans cette topographie profondément burinée beaucoup de traces de ladite surface, mais la figure montre que chaque replat était comme prédestiné, en position et en altitude, par l'inclinaison de la surface fossile. Or celle-ci séparait deux domaines lithologiques radicalement différents : l'un argilo-siliceux et meuble, l'autre calcaire, cohérent, perméable. Et le système d'érosion subaride, déjà mis en cause à plusieurs reprises, est particulièrement sensible à de tels contrastes.

La figure 40 montre aussi que seules les extrémités des replats peuvent être rapportées avec plus ou moins de précision à la surface exhumée. Du moins en dérivent-elles au prix d'un minimum de retouches. Des coupes semblables permettent d'étendre le diagnostic vers l'est et vers l'ouest. Sur la carte des « éperons » (fig. 49) on voit ainsi de petites taches esquisser les contours d'une sorte de tronc de cône, s'abaissant vers le sud, l'ouest et l'est à partir des Anes (355 m). Il s'agit d'une forme d'origine tectonique, sorte d'étrave du dôme d'Humbligny. La carte des déformations de la surface aquitanienne (fig. 32) met également en valeur ce dispositif encore que nous ayons noté une certaine disharmonie entre les déformations des deux surfaces : l'axe N.S. de l'une passe par Les Anes, celui de l'autre par La Motte d'Humbligny. Ceci résulte d'un écho de la tectonique faillée pré-aquitaniennne de Sancerre, comme nous le verrons plus loin (4^e partie).

Quoi qu'il en soit de ces nuances, il a suffi que l'érosion du Néogène supérieur et du Quaternaire débarrasse l'étrave calcaire de son manteau crétacé pour que soient dégrossis du même coup

les futurs replats. Il est probable que le glacis burdigalien, rayonnant autour de la fine cuesta crétacée, a eu sa part dans le dégagement du, ou des niveaux supérieurs. Progressivement, au fur et à mesure que l'érosion a pris un caractère « normal » (voir chap. B 54) la dissection a dû l'emporter sur l'exhumation. Or l'étrave sancerroise était destinée à devenir une ligne de partage des eaux. C'est ce que montre la carte de la surface aquitanienne.

Malgré des conditions de pendage défavorables le réseau actuel obéit toujours à cette impulsion initiale, d'où l'allure filiforme et rectiligne des éperons perpendiculaires au front de côte principal. Parler de réseau « obséquent » à propos de ces vallons, d'ailleurs secs, qui dévalent vers la Loire et le Cher peut donc être considéré comme un véritable abus de mot. Ils sont à la lettre « conséquents », au sens originel du terme, comme sont « subséquents » les minuscules affluents qui, au sud de Montigny, dentellent le flanc des éperons. Mais ce vocabulaire, en général inutile, est une source de confusions permanente. Mieux vaut y recourir le moins possible.

Il est évident par ailleurs que des nuances de structure ont dû commander l'évolution de ces ruisselets « subséquents ». Frappés de flanc, les éperons ont été découpés en une série de gradins ; le processus apparaît très bien sur la figure 40 comme sur la carte. Puisque le pendage des strates reste tout de même orienté vers le nord l'évolution de détail nous ramène ainsi à une morphologie de cuesta. Encore faudrait-il pour l'affirmer déceler les causes structurales de cette action sélective. Comme il s'agit de formes récentes, modelées dans du calcaire, et que les « grèzes litées » et les traces de cryoturbation ne manquent pas dans les parages, une intervention du système d'érosion périglaciaire paraît vraisemblable. Quelle est sa part dans la ciselure de nos « éperons » ?

C 413 — MORPHOLOGIE « PÉRIGLACIAIRE » DEVANT MONTIGNY ET LES ANES

L'action du climat froid s'est fait sentir dans le modelé (au moins pour la dernière fois) alors que les vallons avaient déjà acquis leur profondeur et leurs dimensions actuelles. Cela apparaît nettement, par exemple au nord de Veaugues où de petits ravins bien dessinés et emboîtés dans le plateau révèlent, par la forme en berceau de leur fond non drainé et par la bouillie cryoturbée qui revêt leurs parois quel fut le dernier agent de leur façonnement.

Mais cette action fut très différente selon la nature de la roche attaquée. Ainsi le deuxième gradin (entre les replats 290 et 240) est taillé dans les calcaires marneux et lithographiques du Séquanien moyen et supérieur (j^{4b} de la feuille Bourges). Or c'est ce niveau qui, entre Veaugues et Sancerre (j^{4d} de la feuille Nevers) fournit les plus belles grèzes litées. C'est que de telles roches éclatent en fins granules noyés dans une matrice fine et abondante. Au contraire le Kiméridgien inférieur qui les couvre et constitue en partie le replat 280-90 (j^{4c} ou j^{5a} selon la feuille) contient des

lits de calcaire dur, beaucoup moins gélif et fournissant de gros moëllons anguleux. Il est donc vraisemblable que l'action sélective du gel a contribué à révéler quelques replats.

Par ailleurs le plus bel escarpement de ce « piédestal » a été taillé dans les marnes compactes ou les marno-calcaires du Kiméridgien (j⁵), roches en général plus mobilisables que les calcaires. L'entaille faite aux dépens du seul étage marneux qui affleurerait sur la surface infra-crétacée gauchie a dû être précoce puisqu'il s'agit du gradin supérieur, et bien antérieure à toute action périglaciaire. Il est même probable que le « glacis » miocène de Morogues et son symétrique côté est ont dû s'adosser à cet éperon d'Humbligny-Les Anes et dessiner les contours de l'escarpement actuel. L'existence d'un talus est donc normale. Ce qui l'est moins c'est sa vigueur, d'autant qu'aucune assise « résistante » ne se superpose aux marnes.

Du bord de la route, près des Anes, nous pouvons voir vers le sud le versant très vigoureux qui tombe de 80 mètres, d'abord convexe puis concave, pour se redresser et comme rebondir en direction du replat 290 (Les Pivets). A nos pieds, de part et d'autre de ce lobe central, le versant est encore plus profondément creusé par deux vallons dont les têtes rongent l'escarpement jusqu'au contact de la route. Ces vallons, parfaitement secs, ont un aspect singulier. Celui qui, à main droite, dévale vers Les Salmons est le plus beau. A l'amont il a la forme d'un cirque très élargi, mais aux flancs raides, parfaitement lisses, comme sculptés au ponce dans l'argile. Ils dessinent un tronc de cône renversé. Ces parois si raides et pourtant non ravinées reposent, en contraste absolu, sur un fond presque plat, rectiligne dans le sens transversal mais en pente longitudinale forte. Il semble qu'un tel modelé découle d'un entonnoir torrentiel, largement épanoui à l'amont dans les marnes et surpris en plein rajeunissement par des conditions périglaciaires. Les pentes fortes, durcies en profondeur par le gel et naturellement imperméables, ont dû être refaçonnées par une solifluction nourrie sans doute par un épais manteau neigeux accumulé à l'abri des parois du « cirque ». Le fond au contraire, déjà taillé dans les calcaires séquanien plus mobilisables en un tel climat, s'est engorgé de matériel cryoturbé. Ainsi devant le système d'érosion périglaciaire les argiles et marnes kiméridgiennes se sont-elles comportées en roche plus résistante que certains calcaires. D'où la vigueur de tout ce relief qui n'est pas sans beauté, malgré les friches qui le déparent. Nous reverrons de telles formes, plus amples encore, à Sancerre (2).

Elles existent aussi un peu plus à l'ouest, sur toute la partie du « piédestal » de Montigny qui regarde vers le S.O. Mais l'aspect en est assez différent. On a encore des « cirques », par exemple celui que contourne la petite route de Montigny. Son fond plat et en pente forte a l'allure de ceux des Anes, mais les parois en

(2) Les résultats de l'étude expérimentale du comportement des divers étages jurassiques vis-à-vis du gel seront donnés à ce moment. Voir chap. E 12.

sont profondément burinées par une série de vallons secondaires convergeant vers la base de l'entonnoir. A leurs versants convexes, à leur profil en long rectiligne et en pente forte, on reconnaît l'héritage d'un modelé périglaciaire. Mais tout à l'heure aucun ravinement n'altérerait la pureté des flancs du « cirque ». Peut-être faut-il invoquer une différence d'orientation. Ici les ravins s'ouvrent au S.O., c'est-à-dire relativement à l'ombre, et les vents dominants les prennent d'enfilade. Là-bas, tournés au S.-S.E. et protégés par l'éperon de Montigny et par leurs propres parois, ils s'offraient à une suralimentation neigeuse et leurs versants mieux imbibés étaient plus sensibles à la solifluction qu'au ruissellement.

Quelques kilomètres plus loin vers l'ouest, au bas de la descente, avant St-Céols, une des têtes du ruisseau de Rians, démesurément élargie dans des calcaires séquanien, coupe la route. Elle s'appuie à un léger relief boisé, taillé dans les marnes kiméridgiennes. Situées cent mètres plus bas que les topographies des Anes, les formes sont ici beaucoup moins vigoureuses. Or, au pied de ce coteau, s'étend un plan incliné qu'accidente une houle de vallons secs perpendiculaires au front de côte. Une carrière permet de voir le calcaire lithographique séquanien, en bancs bien réguliers, d'ailleurs très fissuré, et dont les blocs se résolvent dans la main en nombreux feuilletés comme de l'ardoise. Mais dessus, sur plusieurs mètres, une pâte crayeuse blanchâtre emballe pêle-mêle des poches de grèzes calcaires rousses extraordinairement contournées, et des blocs de calcaire dur du Kiméridgien inférieur. Les vallons sont modelés dans cette nappe par laquelle ont été évacués les matériaux calcaires arrachés au pied de la côte d'argile. Ainsi se révèle une nouvelle fois le comportement singulier des marnes kiméridgiennes, plus favorables à la naissance ou à la conservation d'un escarpement que les calcaires sous-jacents, eux-mêmes capables de réagir différemment en fonction de nuances de texture parfois délicates à saisir.

Roches « tendres » vis-à-vis de la plupart des systèmes d'érosion pourvu qu'y domine le ruissellement, les marnes ont constitué au Néogène le point faible de la lithologie jurassique. Reposant sur des calcaires et privées de corniche résistante, elles ont été modelées en talus surbaissé dont le profil se devine encore parfois, hors de la morsure des vallons quaternaires. Mais, par un véritable retournement des valeurs, le changement de climat les a trouvées mieux armées que les calcaires pour résister aux attaques de l'érosion régressive. Elles fournissent maintenant l'escarpement le plus continu du « piédestal ».

*
* *

La côte sancerroise, dans sa partie la plus vigoureuse, apparaît donc comme profondément originale, dans ses grands traits comme dans le détail. C'est pourquoi nous nous y sommes attardé. En fait rien en elle ou presque n'est classique, ou si l'on préfère, scolaire.

Née d'un bombement anticlinal miocène, elle a pour origine

une forme tectonique, préfigurant sa position et ses dimensions. Elle n'a guère reculé. Loin d'être le résultat d'une inversion de relief, comme toute cuesta bien née, elle est bien plutôt l'œuvre d'une inversion tectonique, puisque l'anticlinal miocène est apparu en aval d'une flexure infra-crétacée, en un point de pendage maximum. D'où son commandement extraordinaire au-dessus de la plaine herrichone. Du point de vue génétique ce n'est donc pas une côte.

Grâce au pendage qui restait orienté au nord l'érosion a réussi à donner à cette lourde masse quelque apparence de cuesta. La partie supérieure, crétacée, en est une, encore que les contrastes lithologiques (le fameux binôme couche dure-couche tendre) n'y soient pour rien. Le piédestal jurassique n'aurait même pas droit au qualificatif, si, in extremis, quelques retouches hâtives n'avaient mis en valeur certaines nuances de la structure. Mais ce n'est que dans le détail des formes, et par un comportement si singulier de l'érosion qu'il a renversé toutes les données habituelles : les escarpements sont dans les marnes et les pentes douces dans les calcaires.

C 42 La Champagne de Bourges

C 421. — LE DÉGAGEMENT DE LA PLATE-FORME

Lors de la recherche de la surface aquitanienne en Champagne de Bourges (chap. C 353) il a été fait allusion à un canevas de coupes tissé de la cuesta aux buttes de Gron. Les mêmes peuvent servir à jalonner la surface infra-crétacée. Le revers du « piédestal », la région de Quantilly-Vignoux, la montrent émergeant à la base de la côte. La carte géologique porte de larges affleurements de Crétacé inférieur (un peu trop généreusement même) qui fournissent une bonne base de départ à notre réseau de profils, tandis que le soubassement des buttes de Gron (si l'on admet notre interprétation) procure une autre série de repères. La figure 44 montre que la reconstitution de la surface ne pose pas de problème. En la comparant avec la figure 43, parallèle et toute proche, on voit même avec quelle rapidité s'efface le bombement anticlinal responsable du « piédestal » de la côte. Du même coup on saisit la cause fondamentale du contraste qui oppose la région de Montigny au reste de la Champagne. Si celle-ci offre des horizons plus calmes et une altitude plus faible que celle-là c'est avant tout parce que la surface infra-crétacée s'y trouve déprimée.

Vers Bourges la reconstitution est plus difficile car le relai des précieuses buttes de Gron nous manque. On voit pourtant sur la figure 46 que nous proposons de fondre progressivement surfaces aquitanienne et infra-crétacée, au point qu'au sud de Bourges l'une paraît bien dériver de l'autre au prix de retouches de faible importance. Quel argument offrir à l'appui de cette interprétation ?

Imaginons une structure monoclinale simple, tranchée par une surface d'érosion parfaite. Une carte géologique des affleurements se traduirait par des contacts rectilignes et parallèles. Que des mouvements tectoniques altèrent maintenant la simplicité d'une telle structure et soient suivis d'un nouvel aplanissement. La nouvelle carte montrera, par rapport à la première, un décalage des contacts vers l'aval-pendage et les tracés seront affectés de sinuosités sensibles. Plus la tectonique s'enrichira et plus la carte se compliquera.

Or la feuille de Bourges et sa voisine Valençay présentent, il faut bien l'avouer, une grande simplicité de lignes dans leur partie jurassique, mise à part naturellement l'influence des vallées. Seule une concavité affecte le contact j5/j4 de Bourges à Montigny, c'est-à-dire dans la région affectée par les gauchissements tertiaires, tandis que plus à l'est les failles de Sancerre provoquent un brusque décrochement des tracés. Mais à l'ouest de Bourges même le lacustre éocène transgresse les auréoles sans affecter la simplicité de leur dessin. Faible avant l'Eocène, la morsure de l'érosion n'a donc guère été considérable depuis. Or aux deux ailes du domaine

envisagé ici, vers Levroux-Ménéteol comme autour de Gron, nous savons reconnaître le passage de la surface infra-crétacée avec une approximation suffisante pour qu'on puisse affirmer un faible déplacement des affleurements depuis cette lointaine époque (chap. A 42 et C 34). Il en est donc de même dans la région intermédiaire, et notamment à l'ouest de Bourges. Cela ressort avec évidence de l'examen de la situation actuelle où les tracés géologiques sont rectilignes (voir contact j5/4 par exemple).

Qu'on reprenne maintenant la figure 46. Toute autre reconstitution de la surface infra-crétacée entraînerait aussitôt des anomalies majeures. Par exemple le Portlandien (j6) après avoir été entièrement tranché autre Puyvallée et Foulard réapparaîtrait à nouveau vers Bourges pour peu qu'on se soit refusé à « rabattre » la surface de discordance comme le propose notre dessin. Cela se traduirait par une carte géologique de la situation infra-crétacée plus compliquée que l'actuelle. Ce serait un singulier bilan pour l'œuvre du Tertiaire tout entier.

*
**

Est-ce à dire que nous soyions tenté de faire de la Champagne de Bourges une topographie infra-crétacée exhumée ? Les coupes montrent qu'il n'en est rien et que les retouches ont été générales quoique faibles. Comment les choses se sont-elles passées ?

La carte en courbes (fig. 32) et la figure 44 montrent clairement comment l'érosion miocène, favorisée par la nature peu cohérente du manteau crétacé argilo-sableux et sollicitée par la cuvette de Bourges, a détaché de la masse principale de la côte la région des buttes de Gron. Vis-à-vis de la surface aquitanienne celles-ci se trouvent sur un palier, au pied du dôme d'Humbligny, si l'on regarde dans le sens NS. Mais elles sont aussi sur un axe anticlinal, une ligne de partage des versants, si l'on regarde dans le sens E.O. D'où leur conservation. Le ravinement par les « rill-washes » a pu ainsi sculpter la gouttière de la figure 44, dégager la surface dure des calcaires jurassiques perméables, aussi peu aptes que possible à favoriser un ruissellement de type subaride. Il faut bien voir aussi que la torsion de la surface fossile lui conférerait une inclinaison voisine de celle d'un pédiment (voir fig. 48). Tectonique et système d'érosion se sont donc rejoints pour favoriser l'exhumation de la surface infra-crétacée.

Il ne semble pas toutefois que tout le matériel détritique ait été évacué. Partout les champs permettent de constater la présence de silex bruts cassés ou légèrement émoussés, ainsi que de blocs de brèche à silex. Les plus gros parmi ceux-ci se rencontrent évidemment vers le nord. Il y en a de fort beaux, assez bien roulés, vers Rians, la ferme de Marcianges. J'ai observé de nombreux éclats de silex dans les champs, à l'est de Bourges (Maubranches...). J'en ai vu, plus au sud, près de Saint-Just. A noter qu'en direction de cette localité, la butte de Saint-Quentin offre un profil nettement

concave, souvenir peut-être du glais découpant la masse résiduelle des buttes de Gron.

La conservation d'une pellicule détritique sur la plaine miocène n'est d'ailleurs pas incompatible avec une certaine destruction de la surface, aquitanienne au sud de Bourges, infra-crétacée au N.E. De cette dernière, il reste néanmoins des souvenirs. Et par exemple un reflet rouge-brun qui colore les terres labourées surtout après la pluie, en certains endroits mais non partout. Ainsi autour de Saint-Michel-de-Voulangis (N.E. de Bourges) ou de Maubranches (E. de cette ville). Là surtout le sommet du plateau apparaît d'un rouge agressif, beaucoup plus vif que le brun habituel d'une simple rendzine.

Or la plaine à l'aube du Crétacé était reconverte d'un manteau d'altération ferrugineux dont le remaniement a servi à édifier l'assise barrémienne à minerai de fer « géodique ». C'est la transgression albienne, nous l'avons vu (chap. C 344) qui a parachevé l'aplanissement. Mais des poches de matériel argileux subsistaient sous son niveau. On en a vu une, à la base de la butte centrale de Gron, qui a servi à alimenter une tuilerie. Il existe à l'est de Bourges, dans le bois des Hospices, un lieu dit « le trou à la terre », où la tuilerie de Farges a longtemps puisé. Je n'ai pu le retrouver, la végétation ayant depuis longtemps réoccupé l'excavation. Il est possible qu'il s'agisse d'une poche d'argile sidérolithique éocène, car on trouve des oolithes ferrugineuses à différents stades de maturité dans la pâte des tuiles. Mais leurs noyaux paraissent formés de petits débris de grès albien et ils renferment de très beaux quartz pouvant atteindre 0,5 mm très bien émoussés, donc de type marin. Comme dans le bassin de Mehun l'argile éocène n'aurait fait que remanier du matériel crétacé inférieur. Je verrai volontiers là, quoique sans certitude, un jalon profond de la topographie infra-crétacée.

C 422. — LA PLATE-FORME DES AIX

Même si le pédiment miocène a le plus souvent respecté la surface infra-crétacée, celle-ci a tout de même fini par être entamée à la fin du Néogène. En effet, entre Bourges et la zone des éperons sancerrois, la côte, réduite à son piédestal jurassique, domine de quelques 50 ou 60 mètres une plate-forme assez régulière, modelée dans les calcaires séquanien.

Cette surface apparaît au nord des buttes de Gron, vers 200-205 m (Azy, Etréchy...) et s'incline doucement en direction de Bourges où elle n'est qu'à 160 m. Au sud d'Humbigny c'est une plaine et les « éperons » poussent longuement leurs digitations à sa surface. Mais vers le S.O. les branches, curieusement parallèles, d'un réseau dont l'artère principale est le Colin, s'y encaissent peu à peu (une quinzaine de mètres vers Rians et les Aix, près de quarante vers Bourges), la transformant en plateau laniéré.

Ce dispositif était acquis avant la fin de la crise climatique

quaternaire car les traces abondantes de cryoturbation affectent la totalité des versants. Bien dégagé à l'aval le plateau se décompose en larges interfluves très plats. A l'amont au contraire, le faible encaissement et sans doute la présence d'un « tjàle » proche de la surface a favorisé l'épanouissement d'un réseau dense de vallons maintenant secs dont le profil en berceau trahit l'origine « périglaciaire ». On peut voir sur le flanc des croupes le glissement des grèzes argileuses roux-clair entraînant des poches de blocailles dans leurs involutions compliquées. Alors que les interfluves plats laissent voir la roche saine, ces formations s'épaississent vers la base des versants et dans le fond des berceaux engorgés de débris gélivés. L'action périglaciaire a donc plutôt atténué la vigueur d'un relief préexistant, d'où un paysage doucement mais fermement modelé, où courbes concaves et convexes se répondent harmonieusement et comme à l'infini. Plus à l'amont encore, vers Azy, la plate-forme non entamée a conservé sa platitude.

C'est donc cette plate-forme, antérieure à la dissection quaternaire qu'il faut expliquer. Or il est visible qu'entre Morogues et Bourges elle s'inscrit dans la masse même des formations jurassiques, détruisant par conséquent et le glacis miocène, et la surface infra-crétacée (voir la carte des « éperons » fig. 49), tandis qu'au sud de l'Yèvre elle se fond insensiblement dans la surface aquitaine. Comment et quand s'est effectué l'emboîtement ?

Sur le flanc ouest de l'éperon de Montigny le contact se réalise par un talus surbaissé, taillé dans les calcaires séquanien. Son tracé est fortement sinueux car la plaine pousse des golfes (exemple celui de Poulasnon) séparés par de longues croupes perpendiculaires à l'éperon principal. La route romaine empruntait l'une d'entre elles. Malgré les bouleversements apportés par l'action du gel quaternaire, devant lequel certains bancs calcaires ont littéralement fondu, on peut reconstituer le plan doucement incliné qui enveloppait l'éperon avant sa dissection. Plus à l'ouest, vers Parassy, Menneton-Salon, Pigny, le contact est plus ferme parce qu'il n'est rien d'autre que la cuesta des marnes kiméridgiennes. Encore est-il probable que sa relative vigueur est le fruit de la cryoturbation. Toutes les nuances de cette morphologie se reconnaissent très bien le long de la route Les Aix-Parassy parce qu'elle emprunte un interfluve relativement peu altéré par les vallées sèches. Ne seraient-elles-ci on accéderait au sommet du « piédestal », à 260 m, par un plan doucement incliné partant de 220 m (fig. 45).

On voit que la cuesta de Parassy était fort peu de chose avant d'être atteinte par la remontée de l'érosion régressive. Il s'agissait en fait d'un véritable petit glacis modelé dans les marnes. Il n'est pas impossible que les formes de maturité qui encadrent Morogues et sont elles-mêmes emboîtées légèrement dans le grand glacis miocène (voir plus haut chap. C 411) soient contemporaines du façonnement de ce talus sénile. Les petits plateaux 220 au nord des Aix et 230 à l'est d'Aubinges pourraient représenter les restes de ce « pédiment » au petit pied.

On comprendrait du même coup l'inclinaison générale de la plate-forme des Aix en direction de Bourges (encore que la possibilité d'une bascule tardive de celle-ci ne soit pas à négliger : voir chap. E 13). Façonnée aux dépens d'un volume rocheux lui-même défini par la surface infra-crétacée déprimée vers le S.-O., modelée par un système d'érosion où les processus d'aplanissement paraissent encore l'emporter, la plaine pré-quaternaire aurait pu avoir dès l'origine la pente que nous lui connaissons. D'où le parallélisme des vallées actuelles. Mais la dissection quaternaire est intervenue et le système d'érosion s'est modifié. Or on sait que la cryoturbation en désagrégeant le calcaire au pied des marnes moins mobiles était capable de redonner vigueur au talus. D'où la cuesta kiméridgienne actuelle, à l'ouest de Morogues, qui n'est presque rien d'autre que la coalescence de têtes de vallons secs.

*
* *

A l'ouest du Moulon le rapport des deux surfaces, glacis miocène et plate-forme « des Aix » est moins net mais beaucoup plus instructif. En effet au nord de Bourges existent des dépôts assez énigmatique cotés P ou a¹ sur la feuille de Bourges selon l'altitude et aussi l'édition. Les auteurs qui les ont étudiés (de Grossouvre 1913-14, Douvillé 1876, Chaput 1917, G. Denizot 1927...) sont largement restés dans l'expectative.

Observons ceux de Puyvallée et de Breuilly (p¹ de la carte). A Breuilly il s'agit d'une pellicule détritique (de très faibles excavations suffisaient à l'exploitation des minerais de fer barrémiens en place), pellicule formée essentiellement de silex bruts, cassés et faiblement émoussés, parfois plus gros que les deux poings, mêlés à des galets de quartz albiens. Chaput (1917 p. 210) qui trouve de grandes analogies de faciès entre les cailloutis de Puyvallée et ceux du sommet des buttes de Gron (et pour cause) fait de tous ces témoins une terrasse de 80 m sans s'inquiéter de l'imposante masse alluviale qu'une terrasse si élevée impliquerait partout dans le Berry. Les figures 46 et 47 montrent que les nappes caillouteuses de Puyvallée (210-200 m) et de Breuilly (190 m) peuvent être légitimement rapportées à notre glacis miocène, lequel est par définition une surface gauche, inclinée vers le sud. Ainsi se trouve éliminé le problème posé par ces nappes « alluviales » trop haut perchées.

Mais en contre-bas (150-160 m) existent de larges placages alluviaux (a¹ de la réimpression de 1939). Chaput (p. 157) en a fait une terrasse de 30-35 m par rapport à l'Yèvre (124 m à Bourges), G. Denizot (p. 502) une terrasse de 45-50 par rapport au Cher (étiage à 110-15 m) qui est tout de même plus loin. Cette divergence souligne par parenthèse l'insuffisance de l'ancienne méthode d'analyse des terrasses, puisqu'une nappe change d'altitude relative (et implicitement d'âge) selon la direction du regard. Or la figure 46 montre que les deux placages de Vilaines et d'Asnières reposent sur une topographie nettement emboîtée sous le niveau du glacis mio-

cène et creusée jusqu'à 150 m. Sur cet ample niveau d'érosion, la formation alluviale, jamais bien épaisse, s'élève vers le nord de 150 à 170 m.

Observons-la à Villaines. Il s'agit d'un sable relativement grossier, rouge ou ocre, plus gris vers la base et fort mal classé. Autant qu'on en puisse juger sur un front trop restreint la stratification n'est pas nette. La partie supérieure toutefois, plus grossière parce qu'appauvrie en éléments fins, ravine irrégulièrement la masse principale. Elle évoque l'œuvre d'un ruissellement assez anarchique plutôt qu'une lentille alluviale classique. Des traces d'éolisation sont perceptibles sur certains quartz de 0,5 à 1 mm. En outre la masse hétérogène renferme en désordre des blocs de silex assez gros (15-20 cm), voire des éclats de calcaire portlandien. Leur présence et l'aspect de la formation s'accordent mal avec son attribution au sommet d'un remblaiement dû à l'Yèvre, rivière calme et qui vient de la Champagne calcaire. Il s'agit vraisemblablement d'une nappe de ruissellement périglaciaire venue du nord.

Par ailleurs il est visible que l'origine du matériel est essentiellement locale. Les sables grossiers sont anguleux, mais vers 0,3 mm il s'y mêle beaucoup de grains « arrondis » évidemment crétacés. Les galets de quartz en dragées abondent ainsi que des granules de grès ferrugineux typiques des différents niveaux de l'Albien et du Barrémien ; (le fait a déjà été signalé par A. Panthier 1932). Il ne s'agit donc pas non plus d'un apport du Cher mais bien plutôt du Moulon dont le bassin est riche en Crétacé inférieur. Des oolithes ferrugineuses très nettes quoique en général moins réussies que celles de Mehun abondent dans ce sable. Elles confirment la présence de « sidérolithique » éocène jusque dans ces parages. On constate aussi que beaucoup de quartz albiens sont corrodés le long de fissures par une ferruginisation qui les rend très fragiles. Beaucoup sont même incorporés à l'état de fragments. Ils ne sont donc pas venus directement de la roche crétacée en place, où ils sont sains, mais ont été remaniés d'une nappe détritique ancienne, sûrement bien antérieure au Quaternaire. Enfin on rencontre dans la masse d'assez beaux feldspaths et bien des quartz de 1 à 2 cm ont l'aspect grossièrement émoussé de ceux des sables granitiques du sud de Vierzon (3). L'altération du matériel et ces apports exotiques font penser que le dépôt de Villaines provient du remaniement de la nappe d'épandage burdigalienne après la destruction partielle du glacis miocène.

Résumons-nous : le niveau d'érosion de Villaines-Asnières est taillé aux dépens du glacis miocène de la même façon que, plus à l'est, la plate-forme des Aix. Entre les deux la continuité topographique est d'ailleurs parfaite de part et d'autre du Moulon. Il s'agit donc très probablement de la même unité. Or la pellicule alluviale qui en recouvre la partie occidentale s'abaisse vers le sud de 170 à 150 m. Elle passe ainsi à la haute terrasse de Bourges (150) qui très probablement en remanie les matériaux et qui semboîte à peine sous la plate-forme (voir fig. 46). L'ensemble précède immédiatement l'encaissement des vallées actuelles qui est un fait spécifiquement quaternaire. L'épandage des matériaux de Villaines, lié au plus ancien niveau de terrasse périglaciaire de la région

(3) Que le sable feldspathique soit une alluvion de l'Auron paraît peu probable, la nappe périglaciaire la plus élevée de cette rivière dans le sud du Berry contient surtout des fragments assez peu altérés du granite de Cerilly. Or ici, à Villaines, je n'ai pas vu de roche cristalline.

implique un âge quaternaire ancien ou pliocène supérieur (4) pour le dégagement de la « plate-forme des Aix », à peine encaissée sous la plaine miocène. Après quoi, gélivation et ruissellement sur « tjäle » se sont chargés de lui conférer son aspect actuel. Vers l'amont ils sont venus contrebalancer les effets d'un début de dissection en favorisant à nouveau l'épanouissement des versants et en remblayant les vallons. D'où la perfection de cette plaine-glacis développée au pied de la côte jurassique sancerroise.

C. 423. — CONCLUSIONS

La plate-forme calcaire qui se développe à l'est et autour de Bourges ne correspond donc pas à une surface d'érosion unique, malgré la régularité de ses horizons. Elle résulte d'une série de retouches, d'ailleurs modérées, dues à tout un jeu subtil où la tectonique, les variations de système d'érosion, voire l'eustatisme, ont joué leur partie.

Mais tous les aplanissements successivement élaborés se rejoignent au sud de l'Yèvre, où surface infra-crétacée exhumée, surface aquitanienne, plaine miocène... se sont curieusement retrouvées. L'emboîtement se fait à proximité de l'actuelle cuesta, au détriment du Crétacé meuble d'abord (phase miocène) puis du Kiméridgien marneux ensuite (phase plio-quaternaire). Il n'est pas jusqu'au Quaternaire récent qui n'ait apporté sa contribution à l'œuvre de nivellement, par exemple au sud des Aix, où la solifluction a dégradé les versants calcaires des vallées sèches au point de façonner une véritable plaine, légèrement emboîtée à son tour sous le niveau plio-quaternaire. Les figures 45 et 46 résument tout cela.

Doit-on maintenant définir et dater cette Champagne de Bourges ? On voit bien que la précision du diagnostic dépend de l'échelle à laquelle on se place.

Si l'on veut en donner une idée simple, quoique grossière, utilisable par exemple pour une présentation de la géographie régionale du Bassin de Paris, il vaudrait mieux dire qu'elle correspond à la surface infra-crétacée exhumée, dès l'Eocène à l'ouest et au sud de Bourges, au Miocène seulement à l'est et au nord-est, et naturellement retouchée.

Si l'on veut préciser, on dira qu'au sud du parallèle de Bourges s'étend la surface aquitanienne, à peine reprise au Miocène. Son horizontalité toutefois et la proximité de vallées importantes ont permis à un réseau quaternaire de la disséquer en tous sens, de sorte qu'au nord de Saint-Just le paysage se résout en fait en une sorte de houle figée qui évoque plutôt la surface de la mer que celle d'un lac tranquille. Au nord de l'Yèvre au contraire la surface aquitanienne a été détruite. Elle passe pro-

(4) G. Denizot (1927, p. 485), d'ailleurs en marge de son sujet, a proposé une datation assez semblable (pliocène), mais sans l'étayer d'arguments.

gressivement à un niveau plus récent, pliocène supérieur ou quaternaire ancien dont l'inclinaison vers le sud explique le parallélisme des axes de drainage. Il en résulte sur les interfluves une meilleure conservation de la plate-forme, dans la région aval la plus découpée (Bourges). Par contre, dans la partie amont, autour des Aix, de Rians..., où l'encaissement était insuffisamment poussé, la gélivation a réussi à reconstituer des aplanissements locaux. Plus à l'est encore, la plaine d'Azy serait typiquement pliocène, parce que jamais atteinte par l'érosion régressive quaternaire. Toutefois le gel profond et sans doute l'éolisation, en « liquéfiant » les affleurements horizontaux du calcaire, ont contribué encore à parfaire l'étonnante platitude de ce secteur (voir Chap. D4).

Un degré de précision encore et nous nous plaçons à l'échelle humaine, celle d'un observateur sur le terrain. Cette fois, sauf en quelques endroits privilégiés, la morphologie périglaciaire a repris ses droits. Tout est courbes délicatement ajustées, finesse du détail, frémissement des sols soliflués quand la moindre pente apparaît. Même les zones planes ne sont pas exemptes de retouches subtiles (Mme G. Bouillet 1947 et 53). A la lettre, toute surface date du Quaternaire récent.

Ainsi la notion même de surface d'érosion perd-elle beaucoup de son intérêt au fur et à mesure que le géographe se rapproche du cadre de la vie rurale.

C 43 Le bassin supérieur de la Grande Sauldre

La Grande Sauldre et ses affluents immédiats réalisent l'éventration la plus importante des plateaux sancerrois. A l'amont, Sauldre et Salereine ont déblayé deux amples couloirs séparés par l'étroite crête du Jars où subsistent quelques taches d'argile à silex. A l'aval de la convergence de Vailly la vallée, d'abord très large, s'étrangle entre des versants boisés où l'argile à silex devient omniprésente. A partir de Blancafort sa profondeur qui, jusque-là, restait supérieure ou égale à 100 mètres diminue à son tour rapidement. A Argent les versants s'écartent brusquement puis s'évanouissent et on débouche sur la plaine des sables granitiques que la rivière entaille modérément. Aussitôt la Sauldre amorce sa grande courbure vers l'ouest puis le sud-ouest. Entre Petite et Grande Sauldre l'analogie est donc évidente malgré une certaine différence d'échelle.

La carte des déformations de la surface aquitanienne (fig. 32) montre clairement que dans sa partie sancerroise ce réseau est parfaitement déterminé par une gouttière synclinale bien marquée, large à l'amont, plus étroite à l'aval, de sorte que le tracé général des cours d'eau, ainsi que la forme du bassin drainé s'expliquent très simplement. Une série de coupes perpendiculaires à la vallée (fig. 50 c et b) montrent l'inflexion des assises crétacées vers le bassin de Vailly, effet probable du relèvement et du froissement de la surface aquitanienne au Miocène.

Des routes qui de La Chapelle ou d'Henrichemont convergent sur Vailly on peut distinguer une ample dépression qui est à la Grande Sauldre ce que le bassin d'Henrichemont est à la Petite. Large au maximum de 8 km, encadrée par des hauteurs boisées, elle a la forme d'un fer à cheval bien régulier d'autant que la perspective masque à l'observateur la plupart des brèches qui le tronçonnent. Le centre de la cuvette est occupé par le très beau replat de Thou au profil en long presque rectiligne et qui s'élève lentement vers l'amont de 240 à 255 m. environ. Là, il s'accôle par une concavité bien dessinée à l'extrémité nord de la crête du Jars. Au nord et à l'est de Vailly d'autres replats très nets, à 240-250 m. continuent parfaitement cette unité. En quittant Vailly pour Sury on peut également avoir de beaux aperçus, à travers les mailles du bocage, sur ce niveau d'érosion entaillé dans la gaize argileuse cénomanienne (fig. 50 c).

La carte géologique porte à Thou un placage dit « p¹ ». Le talus rafraîchi de la petite route, à l'est de Thou, montre une terre argileuse rougeâtre, bourrée d'éclats de silex anguleux à écorce blanchâtre, assez petits (moins de 5 cm en général), de cherts de la gaize, d'éclats opalins à cœur de calcédonite noire, originaires peut-être aussi du Cénomanien et qu'en tout cas on retrouve en abondance dans la nappe supérieure de Sologne (chap. B 222).

On y trouve aussi une certaine quantité de petites dragées de quartz albiennes (1 cm). Or cet étage n'affleure qu'à l'amont de Vailly. Il existe donc bien une pellicule détritique à la surface du niveau 250-240, nourrie par des éléments empruntés à la partie supérieure du bassin de la Sauldre.

Une série de coupes perpendiculaires à la rivière montrent qu'à l'amont, Sauldre et Balance dissèquent une ample vallée en berceau dont le sommet de l'interfluve situé au S.-E. du Noyer n'est qu'un des éléments subsistants. Son thalweg pouvait se situer vers 265-270 m. Même remarque pour le plateau 280-285, aux limites des feuilles Gien et Bourges (fig. 50 d). Ici la vallée mûre, creusée jusqu'à 280 m., s'épanouit entre les bois de Sens-Beaujeu (427 m.) et la Montagne des Marnes (375 m.). Plus au sud l'ampleur de cette unité morphologique s'affirme encore. De La Motte d'Humbligny au plateau de Sens-Beaujeu la figure 50 e, dans sa partie orientale, montre que la vallée actuelle est emboîtée dans une forme d'extrême maturité, développée sur plus de 7 km de part et d'autre d'un axe situé vers 300 m. Sur la figure 50 a on a replacé tous ces éléments et il semble bien que le replat de Thou ne soit que le reste disséqué de cette ample vallée. Le long de la Salereine, vers Subligny, des formes analogues peuvent être relevées et s'ajustent très bien sur le niveau de Thou. C'est leur convergence qui explique, autant que la structure, les dimensions du bassin de Vailly.

L'analogie entre les deux Sauldre se précise donc puisque l'une et l'autre présentent des formes analogues. En particulier on ne peut manquer d'être frappé par la ressemblance des deux versants de l'éperon crétacé d'Humbligny. Sur son flanc ouest le glacis de Morogues s'épanouit pour donner le bassin d'Henrichemont auquel répond, vers l'est, celui de Neuvy les deux Clochers. Ce dernier est dominé par les débris de la cuesta (Bois de Sens-Beaujeu, d'Humbligny) où de beaux profils concaves sont encore perceptibles malgré l'importance du ravinement (fig. 50 e et 25). La surface infra-crétacée se dégage progressivement vers le sud et ferme le bassin par une paroi en forme de cône surbaissé qui est le revers du « piédestal » des Anes. Toute cette dépression semble avoir été dégagée dans les mêmes conditions de système d'érosion que celle d'Henrichemont, en fonction d'un couloir de plus en plus étroit vers l'aval. A nouveau, après la confluence de la Salereine, le bassin de Vailly reproduit le même dispositif, y compris la forme triangulaire et l'étranglement du chenal d'évacuation que justifie l'inclinaison rapide du massif sancerrois.

L'ensemble évoque par conséquent l'aspect d'un appareil torrentiel dont le cône de déjection serait constitué par la formation caillouteuse superficielle de Sologne (m^{2e} de la carte). Mais si la filiation entre ces trois éléments (bassin supérieur, chenal, cône aplati) paraît évidente dans l'axe de la Petite Sauldre (fig. 25 a et chap. B 223), elle l'est moins malheureusement dans celui de la Grande et ce, pour deux raisons.

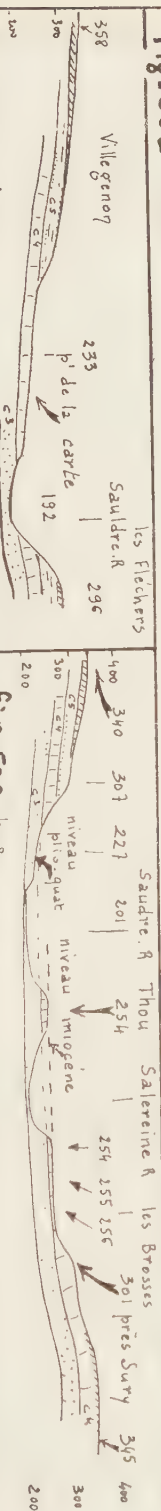
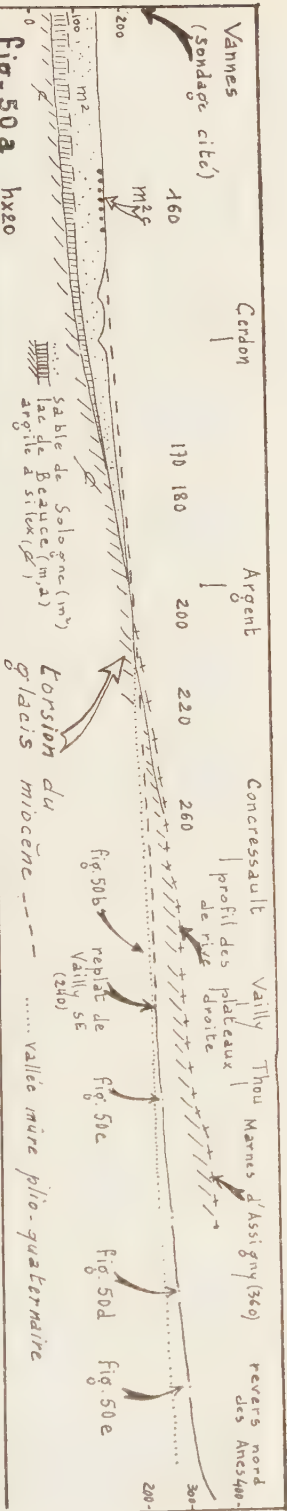
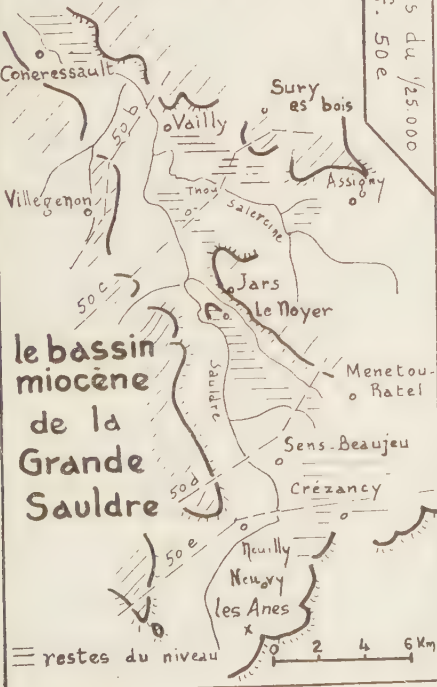
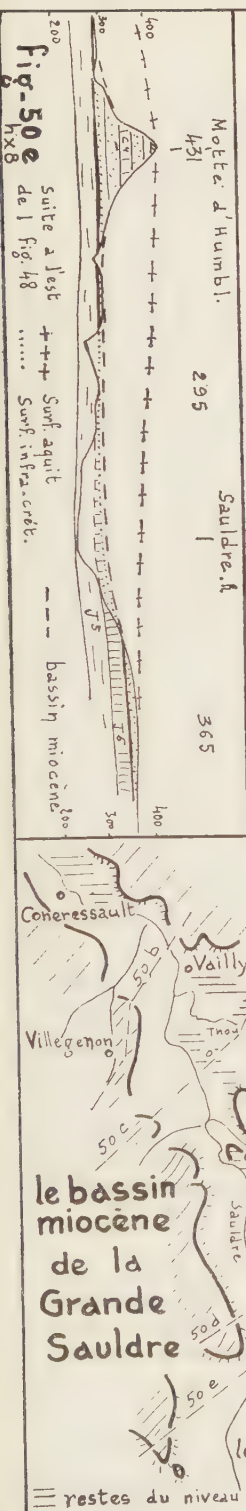
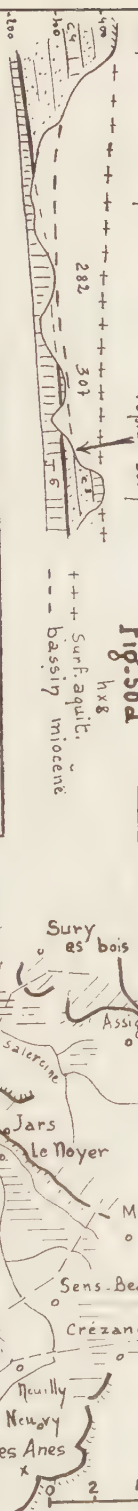


Fig. 50c h x 8



*
* *

En effet d'autres placages détritiques, notés « P¹ » comme ceux de Thou, figurent sur la carte géologique à l'ouest de Vailly. Ils reposent sur des formes de maturité légèrement emboîtées sous le niveau précédemment reconnu.

De Villegenon à Vailly la route emprunte une déclivité assez marquée qui se calme vers 240 m et se transforme en un long replat. La pente qui reste sensible jusqu'à 220 m s'accélère à nouveau jusqu'à la plaine ; le thalweg est à 190 m. Or ce replat 230-220 m n'est pas seul. Il fait partie d'une série de grandes concavités qui mordent le flanc ouest de la vallée, altérées par les solifluctions, disséquées par les ravineaux, mais néanmoins perceptibles. La carte ne porte une couverture caillouteuse que sur deux d'entre elles. Si l'on cherche à reconstituer cette vallée mûre à l'aval de Vailly (fig. 50b) on obtient un profil dissymétrique que la structure explique très bien et dont le thalweg peut être replacé vers 230 m ou un peu moins. A l'aval, vers Concessault, la vallée actuelle est emboîtée sous un beau replat de rive droite à 220 m. Même situation, plus à l'aval encore, avec thalweg ancien reconstitué à 215 m. Entre Blancafort et Argent les versants s'effacent et s'évasent et la vallée mûre passe à une belle surface qui, vers 200 m, nivelle l'argile à silex avant que le Crétacé ne disparaisse sous la plaine de Sologne. Celle-ci, à son tour, s'accôle aux affleurements crétacés par une légère concavité, s'épanouit vers 180 m, puis s'incline progressivement vers le NO. Or la nappe caillouteuse burdigalienne ne se retrouve que plus au nord. La plaine dont nous venons de parler, et qui l'a détruite, est donc plus récente.

Il semble donc qu'à l'aval de Vailly une vallée mûre, dominant le thalweg actuel d'une trentaine de mètres, se dégage progressivement de l'étreinte des plateaux sancerrois pour se fondre dans la plaine de Sologne. Mais il est peu probable qu'il s'agisse de la continuation vers l'aval du système de replats 240-250 qui porte le village de Thou. Ceux-ci ont une ampleur et une netteté que n'ont pas les versants mollement concaves de la section mûre d'aval, laquelle est d'ailleurs emboîtée d'une dizaine de mètres au moins à Vailly sous le niveau de Thou.

Vers l'amont on peut retrouver des traces de maturité analogues sur les versants de la Sauldre. Vers la confluence Balance-Sauldre par exemple c'est un replat sous le cimetière du Jars, auquel répondent des replats semblables sur la rive gauche ainsi que la pointe de l'interfluve sous le clocher du Noyer (240 m). Là, on peut distinguer assez nettement l'emboîtement des deux formes étudiées qui doit être de 20 à 25 mètres. Ainsi l'encaissement du niveau inférieur s'affirme-t-il vers l'amont. Au-delà, autant qu'on en puisse juger par les replats de la région de Sens-Beaujeu, de Crézancy, l'ancienne vallée pourrait être rendue responsable du dégagement de la surface 270-260 que traverse la route Bourges-Sancerre vers le Riou.

Quoi qu'il en soit de cette reconstitution rendue trop incertaine par la mollesse des formes noyées de bocage, il apparaît que la belle unité morphologique formée par les replats de Thou-Vailly et l'ample berceau qui les prolonge à l'amont constitue un trait de relief fort ancien. Son profil longitudinal est en pente assez forte (3,5 ‰ en moyenne pour la section Thou-Neuilly contre 2,5 ‰ pour la Sauldre actuelle mesurée en ligne droite), alors qu'on serait tenté de qualifier son profil en travers de sénile. Elle est défoncée par une autre vallée mûre, beaucoup moins large, à l'intérieur de

laquelle s'individualise nettement à son tour l'auge récente. Cette deuxième vallée a un profil en long très faible, inférieur à celui de la rivière actuelle, mieux en harmonie avec la forme évasée de ses versants. A son débouché sur la plaine de Sologne elle s'épanouit brusquement à la surface de celle-ci en détruisant les traces du glacis burdigalien. Elle date sans doute du Quaternaire ancien (voir chap. E 21). Du même coup se trouve confirmée l'ancienneté plus grande du niveau de Thou et de l'ample bassin de Neuilly-Neuvy où naît la Sauldre. C'est pourquoi nous proposons d'y voir, comme pour le bassin d'Henrichemont, l'œuvre des érosions miocènes sculptant deux beaux appareils hydrographiques dans des conditions subarides. Largement épanouis à l'amont dans le Crétacé meuble, s'étranglant à l'aval dans l'argile à silex plus massive, ils s'épandaient brusquement en glacis d'érosion à la surface des sables granitiques. Sur ceux-ci, on l'a vu, la trace du glacis se matérialise par un dallage de formations détritiques arrachées au Sancerrois (silex bruts ou à peine émoussés, dragées albiennes, fragments de brèches siliceuses...), éléments dont certains ont été reconnus sur le replat de Thou. Par rapport à un organisme torrentiel ordinaire on voit par conséquent la profonde originalité de ces formes : faiblesse du profil longitudinal, extrême ampleur du profil en travers, convexité très pures des pentes supérieures. De même le cône de déjection est-il énormément aplati et étalé au point de n'être plus qu'une lame de produits détritiques très hétérométriques, parfois très gros, et dont la perfection est à la mesure de la fragilité des sables de Sologne. Toutes ces formes sont évidemment classiques, propres aux climats de type subaride, sans pour autant qu'elles cessent d'être soumises aux influences structurales. Il faut reconnaître que le revers de la côte sancerroise se prêtait merveilleusement à leur épanouissement.

Toutefois, par rapport à la situation étudiée dans la vallée de la Pte Sauldre, une deuxième « anomalie », et de plus d'importance, apparaît. Juste dans l'axe de la Sauldre d'Argent la nappe caillouteuse de Cerdon-Isdes se trouve à 160 m. Même en admettant qu'elle ait été légèrement retouchée au Quaternaire c'est beaucoup trop bas pour les 240 m du replat de Thou. Une torsion du profil devient nécessaire si l'on veut assimiler les deux unités, torsion qui ne s'imposait pas dans l'axe de la Petite Sauldre (comparer les figures 50 a et 25 a). Cela signifie que la flexure qui sépare la Sologne du bloc sancerrois à l'est de la Petite Sauldre a rejoué à la fin du Miocène ou plus tard, provoquant un nouveau soulèvement, au moins relatif, du massif (5). Or c'est justement la nécessité de tels mouvements qu'a montrée l'étude des faluns du Blésois (chap. B5). C'est la trace de ces déformations que trahit l'altitude actuelle du niveau de Thou, lequel est au moins 50 mètres trop haut pour

(5) Il n'est même pas impossible que sur la figure 48 le glacis miocène doive être ployé pour rejoindre la Champagne dès Les Aix, la flexure se situant exactement dans le prolongement de celle de la Petite Sauldre. Ainsi s'expliquerait la difficulté que nous avons éprouvée à localiser le passage du pédiment burdigalien au sud de la côte kiméridgienne de Parassy-Menetou.

qu'un raccord « sans problème » puisse être établi entre lui et la nappe burdigalienne de Cerdon-Isdes... Or à Vailly son altitude relative est justement de 50 mètres. Ce n'est donc pas notre analyse des formes de la vallée de la Sauldre qui est en cause.

*
* *

Au terme de cette étude du massif sancerrois nous avons donc retrouvé exactement tous les thèmes de la région occidentale, celle de « La Percée du Cher », à savoir : un aplanissement aquitain parfaitement réussi, tel qu'aucun relief sérieux ne subsiste dans cette partie nord du Berry; un gauchissement burdigalien, faible dans l'ouest, mais dont nous savons maintenant qu'il s'amplifie vers l'est, responsable de la mise en place des masses orographiques actuelles; un façonnement dans des conditions subarides de ces volumes, découpés par des glacières d'érosion en fonction du « fleuve » des sables granitiques lequel contourne par l'ouest ces nouveaux reliefs; un rejeu tectonique enfin, probablement lié à l'ingression falunienne.

Nous savons aussi que la fin du Néogène a vu se poursuivre l'effort d'aplanissement avec des résultats assez médiocres, simples retouches apportées à la topographie miocène.

Au total, à ce moment, le paysage de la région étudiée jusqu'ici doit être celui d'une vaste plaine dominée par un massif résiduel dont les limites sont déjà celles que nous lui connaissons de nos jours.

En contraste absolu avec cette morphologie tertiaire où la plaine est vraiment le trait dominant, le Quaternaire voit s'ouvrir les vallées, fermement incisées, qui font du Berry du nord un pays de bas plateaux et de collines. Capitale pour la compréhension des formes de détail, l'action du gel quaternaire ne change rien aux grandes lignes de cet héritage.

C5 LE BASSIN DU LOING

On retrouve à l'est de la Loire les mêmes zones géographiques qui, à l'ouest, composent le Berry (fig. 1). L'auréole des calcaires argileux ou décalcifiés du Jurassique inférieur qui ferme au sud la Champagne Berrichonne d'une bande bocagère relativement étroite (Boischaut nord, revers de la côte de Saint-Amand), s'épanouit vers l'est pour former le massif nivernais. En revanche, la large clairière défrichée sur les calcaires lusitaniens (j³⁻⁴) perméables et nus, s'atrophie au point de n'être plus, à l'est de Pouilly, qu'un étroit couloir dont la largeur n'atteint pas toujours 10 km.

Des deux masses boisées qui l'encadrent et le dominent, celle du nord constitue l'homologue du Sancerrois. Mais on a déjà dit (chap. CI) comment le relief vigoureux des collines de la Puisaye, sculpté du haut jusqu'en bas dans les calcaires jurassiques ne représente en fait que la suite du « piédestal » de la côte sancerroise. La côte elle-même manque. Le Crétacé supérieur décalcifié n'apparaît qu'une dizaine de kilomètres plus loin, bien en contrebas de la crête de la Puisaye, et la Vrille « subséquente » n'a encore dégagé qu'une ébauche de cuesta. Au-delà règne sur cent kilomètres un vaste plateau caillouteux et monotone dans lequel le réseau du Loing s'est incrusté en longs filaments parallèles et qui s'abaisse très régulièrement jusqu'à Montereau. Or, à la différence du Sancerrois, les cartes figurent au lieu du jaune vif du Crétacé supérieur, un pittoresque bariolage de bleu et d'ocre qui annonce l'importance prise par les formations éocènes. Il s'agit, selon les auteurs, de vastes zones d'épandage à base de silex, de sables et d'argiles d'origine méridionale. Par contre on ne voit nulle trace, toujours sur les cartes, de sables granitique miocène. Simplement au nord de Gien la formation de Sologne pousse une timide apophyse qui n'atteint pas la Trézée.

Ainsi, dans l'état actuel de la cartographie, est-il suggéré que l'alimentation de la Sologne ne s'est effectuée que par la voie du Cher, de sorte que le bassin de Montluçon aurait joué un rôle que Limagnes et Bourbonnais furent incapables d'assumer. Le fait n'est pas impossible; il est tout de même surprenant, et G. Denizot qui n'a pas pu démontrer un passage du matériel solognot par la voie ligérienne s'est bien gardé de le nier. Mais par la suite, sa prudence n'a pas été imitée par quelques-uns de ceux-là même qui se référaient à ses travaux (A. Vatan 1947 b p. 55 et surtout B. Bomer 1952 p. 163), et il semble entendu que la section Cosne-Gien

n'a été utilisée par une pré-Loire qu'à partir de la fin du Miocène. Là réside le principal problème posé par la Puisaye. En contraste parfait avec la région occidentale le futur bassin du Loing aurait connu à l'Eocène deux phases d'écoulement « torrentiel » et d'érosion, mais aucun transport massif de matériaux détritiques ne l'aurait emprunté au Miocène, sinon par la voie détournée du Cher, de la Sologne et des plateaux parisiens.

En outre les géographes qui ont traité des collines de la Puisaye les ont tous présentées comme les restes d'un relief résiduel éocène ayant survécu aux aplanissements ultérieurs (X. de Planhol 1946, B. Bomer 1952, A. Cholley 1953), et chaque fois les formations détritiques qui garnissent le bassin du Loing ont étayé leur argumentation. Or la même interprétation avait été donnée de la côte crétacée du Berry, et l'on sait de quelle manière formelle nous nous sommes élevé contre cette conception (chap. B1 à 3 et C 35). Si nous prétendons retrouver de part et d'autre de la Loire un même mécanisme génétique et présenter à l'échelle du Bassin de Paris méridional un tableau cohérent des faits, on concevra que l'analyse des nappes caillouteuses de Puisaye et du Gâtinais soit pour nous d'une impérieuse nécessité.

C 51 L'interprétation des auteurs de la carte

Sur plus de 100 km les anciennes éditions des feuilles Clamecy, Auxerre et Sens, présentaient un plateau monotone d'argile à silex recouvert progressivement vers l'aval d'une nappe sablo-argileuse sparnacienne (e IV) et de quelques placages lacustres ludiens (e³). Des remaniements superficiels (M) étaient toutefois envisagés. Les nouvelles éditions (1945-46-41) dues à P. Jodot, ont sérieusement enrichi cette stratigraphie. Cela résulte des travaux de cet auteur qui, en 1912-13, découvrait sur la crête de Puisaye, vers Bouhy-Alligny... l'existence d'une nappe détritique confondue jusque là avec l'argile à silex mais où les chailles jurassiques sont en majorité. Il la suivait le long du Loing jusqu'à la confluence de l'Ouanne.

De son côté, G. Denizot (1927 p. 60 à 66, 90 à 114), remontant la vallée du Loing, y reconnaissait le faciès bien connu du poudingue de Nemours lequel passe pour continuer au sud le niveau des argiles et sables sparnaciens de Montereau. Mais dans la masse lacustre ludienne (e³) superposée, il retrouvait, libres, quelques-uns des silex roulés habituellement subordonnés au poudingue. Ainsi apparaissait l'évidence de remaniements de la masse détritique au cours du Ludien. Dès Fay ce cailloutis, inclus dans la marne, lui parut de composition plus variée que celui du Sparnacien, lequel est essentiellement fait de silex locaux ; la présence de « chailles » d'origine jurassique lui parut probable (p. 99).

Toujours plus à l'amont, et en glissant vers l'est (Egreville, Chevannes, Ferrières...) le plateau bocager lui laissait entrevoir une imbrication de nappes caillouteuses formées de sables argileux noyant des chailles et des silex généralement très bien roulés, et de taches lacustres ludiennes, ces dernières très probablement superposées aux premières. Au sud de Chevannes, près d'Ambreville, il réussissait à distinguer clairement l'interposition d'un calcaire lacustre qu'il jugea lutétien entre deux nappes détritiques. L'inférieure lui parut présenter, par la monotonie du cortège pétrographique de ses silex roulés, parfois pris en poudingues, toute garantie d'appartenance à la formation sparnacienne de Nemours ; l'autre, reposant sur le calcaire s'apparentait évidemment à l'assise à chailles et silex.

Il y a donc deux nappes détritiques, la seconde post-lutétienne et pré-ludienne s'assimilant d'autant mieux à la « vaste famille sidérolithique » qu'elle repose souvent sur du minerai de fer en grains. Désormais vers le sud cette dernière devient presque exclusive. Elle s'étale sur la forêt de Montargis, encadre le Loing à l'amont du confluent de l'Ouanne. Elle y prend une ampleur étonnante, s'enrichit énormément en sable. Les chailles de plus en plus volumineuses deviennent prépondérantes. L'enquête de G. Denizot ne dépasse guère au sud Châtillon-Coligny, mais la filiation est évidente avec l'« assise à chailles roulées » de P. Jodot.

Ainsi de la crête de Puisaye jusqu'au confluent du Loing venait d'être découverte une importante nappe détritique dont le caractère très roulé des éléments ainsi que la diminution de taille de ceux-ci vers le nord démontraient l'origine « torrentielle » et les sources nivernaises. C'était, selon P. Lemoine (1929) la plus importante contribution apportée depuis longtemps à la géologie de ces régions. Mais les deux auteurs n'allaient pas tarder à se séparer. On connaît des chailles roulées dans le sud du Nivernais (Tintury) et de même sur les marges nord de ce massif (Sully-la-Tour, Etais...). Mais P. Jodot en trouve également au sud de Cosne, parmi quantité de faciès alluviaux de la Loire, reposant sur un calcaire lacustre ludien. Or, près de Nemours, c'est sous, ou dans un calcaire de cet âge que G. Denizot a vu l'extrémité de la traînée. L'inverse eut paru plus vraisemblable. Aussi P. Jodot s'attache-t-il à préciser la stratigraphie du lacustre éocène. Celui de Château-Landon est placé au sommet du Ludien (e^3c). Les petits bassins qui s'égrènent de Briare à Cosne reculent au contraire dans le Ludien inférieur (e^3a) et de même les abondants placages contenus à l'intérieur de la boucle du Loing de Moret à Ambreville, que P. Jodot voit (à juste titre d'ailleurs) sous et non sur les chailles. La position stratigraphique de la formation à chailles est donc parfaitement définie (Ludien moyen e^3b).

Ainsi l'enregistreront les feuilles Clamecy, Auxerre et Sens, élaborées autour des années 1930 par P. Jodot. Malheureusement leurs voisines occidentales (Gien, Orléans, Fontainebleau) cartographiées par G. Denizot (ou sur ses indications) n'ont pas été influencées par ces décisions. La formation à chailles y reste datée d'une manière plus large (e^{1-3}). Pire, le calcaire qui la surmonte, celui de Château-Landon, est placé au milieu du Ludien (e^3b) et les marnes subordonnées reçoivent le symbole e^3a . Ainsi à l'est de Nemours, une formation lacustre continue dans l'espace change-t-elle d'âge en franchissant une limite administrative.

Encore a-t-elle permis de différencier les deux formations cailouteuses, la sparnacienne et la ludienne. Vers l'amont, sa rareté fait que les deux nappes se superposent le plus souvent. Poches d'argile, sables, débris de grès, poudingues en blocs isolés et silex roulés se suivent très loin vers le sud, épars sur le crétacé décalcifé aux silex bruts. Et par place on trouve aussi des chailles, surtout dans l'ouest. Tous ces critères permettent à P. Jodot de construire une assez étonnante cartographie où l'argile à silex, le Sparnacien (e^{IV}) et l'assise à chailles (e^3b) s'enchevêtrent intimement. Dans un pays bocager aussi « couvert », où les bonnes coupes sont rares et les routes peu denses, le résultat d'un tel travail, dont le caractère consciencieux n'est pas en cause, reste néanmoins aléatoire, et l'on demeure plus porté à admirer qu'à croire.

*
* *

Qu'on s'élève dans l'échelle stratigraphique du Tertiaire et les difficultés continuent. On connaît depuis longtemps, à l'ouest de

Montargis, l'existence d'une masse sablo-argileuse, intercalée entre les deux assises de Beauce. C'est la molasse du Gâtinais. H. Douvillé sur la 1^{re} édition de la feuille Orléans (1875) la signale mais ne la distingue pas sur sa carte de la formation supérieure. G. Denizot qui en a donné une description fort précise (1927 p. 203-7) s'essaie sur la 2^e édition (1940) à combler cette lacune. Non sans mal d'ailleurs (G. Denizot 1938-9) car vers l'angle S.E. de la feuille, entre Nogent-sur-Vernisson et Gien, on assiste à une extinction progressive du calcaire de Beauce qui s'ensable et ne se distingue plus de la molasse sous-jacente, laquelle à vrai dire doit le remplacer latéralement. Or, par dessus, se superposent encore les marnes et sables de l'Orléanais (m^1) s'évanouissant eux-mêmes vers le S.E., et les sables de Sologne (m^2), tandis que dessous, on retrouve l'assise à chailles et silex roulés et même, deci-delà, quelques poudingues « sparnaciens » avant le Crétacé supérieur décalcifié. Six nappes détritiques donc, au bas mot, qui se superposent sur une faible épaisseur sans aucune intercalation calcaire, car le lacustre de Beauce inférieur (calcaire du Gâtinais $m_{,,a}$) a disparu également.

Or la molasse du Gâtinais contient assez de sables feldspathiques, voire des chailles nivernaises, pour qu'on puisse affirmer son origine lointaine. Mais par quelle voie ? Encore une fois, le plateau séparant le Loing supérieur de la Loire doit être mis à contribution, mais on sait que sur les feuilles Clamecy et Auxerre toutes les nappes caillouteuses et sableuses sont annexées par l'Eocène. Et de même pour le sable de Sologne dont P. Jodot admet la présence dans l'angle S.O. de la feuille Auxerre (Adon, Ecrignelles) avec des faciès grossiers, mais qui n'est pas signalé au-delà, en sorte comme il a été dit plus haut que la Sologne ne semble avoir été alimentée que par la voie du Cher.

*
* *

Nous en arrivons ainsi au problème du Loire-Seine. Entre Gien et Nogent-sur-Vernisson il existe une trainée discontinue de sable granitique grossier empruntant un couloir légèrement en contre-bas des buttes de la Forêt d'Orléans. Son altitude relative par rapport à la Loire est d'environ 50 à 60 mètres et les plateaux qui encadrent Montargis sont 80 mètres plus bas que ceux que traverse la Loire à Gien. Si l'on songe à la hiérarchie officielle des terrasses qui comporte un niveau de 55-60 m on est plutôt en droit de s'étonner que la Loire coule encore vers Nantes. Mais comme elle le fait, on peut presque assurer d'avance qu'elle n'a jamais, au cours du Quaternaire, emprunté la voie du Loing, car elle y serait restée.

H. Douvillé a porté sur la feuille Orléans (1875) une trainée discontinue de sable P selon l'axe Gien-La Bussière-Solterres, et dans sa notice il suggérerait d'y voir la trace « d'un ancien cours d'eau important ». De Grossouvre reprit l'idée (1902) et se fit le champion, contre Dollfus, du Loire-Seine pliocène, bien qu'on ait depuis longtemps remarqué l'absence de basaltes sur les plateaux

beaucerons (1). Il ne fut guère suivi, bien que la légende du Loire-Seine ait été tenace parce qu'elle se confondit dans des esprits peu au courant du problème avec le passage réel mais au Miocène de sables granitiques en direction de la Manche (sables de Lozère). Par ailleurs une autre trainée P, bien plus importante, avait été figurée par Potier sur la 1^{re} édition de la feuille Clamecy (1886). Elle empruntait le couloir ligérien à l'aval de Cosne, s'aventurait un peu en direction du Loing mais finissait en somme par se raccorder avec la haute terrasse de la Loire à l'aval de Gien, figurée par Douvillé sous le symbole P.

L'analyse de G. Denizot devait rompre l'unité de ce pliocène un peu vague. Il a reconnu depuis Cosne jusqu'à Blois des traces abondantes d'un fleuve « pré-ligérien », tributaire du golfe des faluns (m³c). Par contre au nord de Gien ce sont de simples sables de Sologne qui occupent le couloir de La Bussière et Nogent-sur-Vernisson, d'ailleurs impossibles à distinguer de la molasse du Gâtinais, d'où, par place, le symbole m². Enfin, autour de Solterres comme à l'ouest de Montargis, les taches P de Douvillé, faciès alluviaux locaux ou restes du Loire-Seine, ont été rendues à la molasse du Gâtinais.

Au total, on admirera les difficultés accumulées par ce petit secteur de Nogent-sur-Vernisson. Certains géographes se demanderont s'il est bien du ressort de notre discipline de s'attaquer à de tels problèmes qu'il serait sage d'abandonner aux géologues de profession. Et certes la tentation ne nous en a pas été épargnée. Mais on conviendra que de leur solution dépend le problème éminemment géographique de l'origine de la Loire. En outre, l'interprétation des reliefs de la Puisaye est à peu près subordonnée à l'opinion que nous nous ferons relativement aux « cailloutis à chailles roulées ». Et par exemple, B. Bomer croit à une tectonique éocène parce que la faille de Cosne, nivelée, est débordée par l'assise en question (1952), et X. de Planhol (1946) qui n'a pas retrouvé sur la crête de la Puisaye certains dépôts nivernais qu'il croit liés à une grande surface d'aplanissement oligo-miocène en conclut que la « cuesta » dominait déjà cette surface. Et l'on retombe dans le problème de la côte crétacée du Berry. Enfin, peut-être conviendra-t-on, au terme des chapitres qui vont suivre, que les solutions proposées par nous contribuent à simplifier une stratigraphie passablement embrouillée.

(1) Voir dans Chaput 1917, p. 179-181 l'historique de la question.

C 52 La formation à galets du Loing

En somme, c'est parce que les nappes sableuses de la Puisaye et du Gâtinais contiennent des silex ou des chailles roulés qu'on a dû imaginer des transports torrentiels et des destructions massives des sommets nivernais. Mais les premiers existent seuls dans le poudingue sparnacien de Nemours tandis que les secondes apparaissent libres dans les nappes sableuses recouvrant le calcaire ludien. D'où l'idée d'attacher à la présence de chailles une valeur stratigraphique; d'en faire une sorte de fossile caractéristique. Ainsi, partout où des chailles plus ou moins roulées apparaissent, P. Jodot leur attribue automatiquement le symbole e^{3b}. C'est le cas au sud du Nivernais (Tintury) comme du Berry (Saint-Christophe-en-Boucherie). Il le confère même au matériel des fameuses buttes de Gron (est de Bourges) parce qu'elles lui fournissent un jalon commode pour la reconstitution de ses « fleuves » ludiens. Pourtant les éléments émoussés y sont rares et toujours peu caractéristiques. Ils n'ont rien de commun avec les magnifiques galets du Loing. Et comme les chailles ne s'y rencontrent pas on déclare néanmoins leur présence « vraisemblable » (notice feuille de Bourges).

Un déplorable esprit de système a donc gâté la discussion du problème. Celle-ci fut chaude. Pendant l'automne 1938 et le printemps 1939, sept communications ou articles furent présentés, la plupart devant la Société de Géologie dont le conseil finit par mettre un terme au débat (A. Vatan 1938, P. Jodot 1938, G. Denizot 1938, P. Jodot 1939 a, G. Denizot 1939, 1938-9, P. Jodot 1939 b). En vain d'ailleurs car dès la parution des nouvelles éditions des feuilles géologiques portant sur le secteur incriminé la polémique reprit, aggravée par l'intervention des méthodes morphométriques d'A. Cailleux. (A. Cailleux 1945, J. Tricart et A. Cailleux 1946, A. Vatan 1946-47 b).

On connaît la substance du conflit (J. Gras 1959 a). Elle porte sur deux points : l'âge exact de la trainée gâtinaise, et l'origine de l'émoussé des galets.

G. Denizot croit à une progression lente, accomplie pendant toute la durée de l'Eocène supérieur et surtout au Bartonien (e²) ; P. Jodot invoque un épisode torrentiel brutal, bien défini dans le temps (e^{3b}). Débat mineur encore que vif à côté du second. L'idée que les galets puissent être d'origine marine avait déjà été proposée par d'Archiac et Raulin (cités d'après Dollfus par G. Denizot 1927 p. 61). Elle revient sous la plume de G. Denizot quand il publie en 1936 une étude sur le bassin de la Loire, et déjà c'est la mer crétacée qu'il rend responsable de ce façonnement, quelque part sur les marges du Massif Central. A. Vatan s'en fait le champion (1938, 1946, 1947b), avec d'autant plus de fermeté que A. Cailleux et J. Tricart viennent de signaler d'autres galets de silex dans le Sparnacien du Sénonais (1946) ; et cette fois la morphométrie a rendu son verdict qui n'ébranle d'ailleurs pas le scepticisme de P. Jodot soutenu par R. Abrard (1950 p. 338).

Que répondent-ils ? Que le chagrinage (marques de chocs) et l'émoussé sont dus à des chocs dans les chenaux torrentiels, là où se produisent des ruptures de pente (P. Jodot 1945), qu'au demeurant la mer thanétienne invoquée par J. Tricart n'a jamais atteint des latitudes aussi basses, et qu'une aussi grave question doit se traiter par des arguments paléontologiques. C'est bien un conflit de méthodes comme on voit. Selon P. Jodot, le Sparnacien contient des silex roulés parce que l'érosion s'est d'abord attaquée, au début du Tertiaire, aux affleurements crétacés existant alors sur le Nivernais (où on connaît effectivement des silex). Plus tard, au Ludien, une nouvelle crise a entamé cette fois le Jurassique, libérant des chailles.

A. Vatan voit les choses tout autrement. La mer crétacée, lors de son retrait, a abandonné sur les marges du Massif Central des cordons littoraux à galets de chailles, dus à la destruction par les vagues d'assises jurassiques (on sait que le Sénonien fut transgressif et discordant très loin vers le sud). Plus tard elle abandonna, plus au nord, d'autres cordons façonnés cette fois aux dépens du Crétacé supérieur. Au cours du Tertiaire, l'érosion régressive venue de la cuvette marine ou lacustre parisienne aurait d'abord démantelé les cordons de silex avant d'atteindre ceux de chailles. D'où la superposition des dépôts des deux fleuves, l'un sparnacien, l'autre ludien (1947b p. 126-31).

*
**

Je répondrai ici brièvement à ces diverses théories dont j'avoue qu'aucune ne me satisfait entièrement.

On avance en effet des arguments parfois bien extraordinaires. Qu'on imagine une vaste plaine caillouteuse, semée de silex, émoussés ou non, peu importe. Soit érosion, soit subsidence locale, de faibles dépressions apparaissent au sein du manteau détritique, dans lesquelles des dépôts lacustres ne tardent pas à s'incruster. Il est bien évident que dans ces derniers l'érosion locale, surtout si elle est du type « en nappe », inclura quelques-uns des silex voisins. Après quoi les mêmes transports locaux finiront par recouvrir le dépôt asséché d'une pellicule caillouteuse. Et voilà du même coup datées les vastes surfaces où l'on rencontre actuellement, libres, des cailloux d'aspect émoussé ?

Je me refuse pour ma part à admettre que les chailles de Puisaye et du Gâtinais (sans parler de celles du Nivernais sud et du Berry) soient arrivées au Ludien moyen dans ces contrées parce qu'on en trouve près de Nemours quelques-unes, et fort petites, à la base du calcaire de Château-Landon (P. Jodot 1939 a p. 19). Mais je me refuse tout autant à dire que leur nappe est au moins post-lutétienne parce qu'à Ambréville elles jonchent quelques lambeaux fort menus d'un calcaire de cet âge. On a appliqué à des formations détritiques essentiellement discontinues et anonymes les méthodes de l'analyse stratigraphique applicables seulement à des dépôts marins ou lacustres. Il y a là une faute de méthode bien surprenante. On a par ailleurs attribué à la présence de chailles (souvent en nette minorité surtout au nord) une importance bien excessive. Laissons à l'écart le côté pétrographique du problème pour porter notre attention sur les faits vraiment importants, le degré d'émoussé et la taille des éléments. Je ne reviendrai pas sur ce qui a été dit longuement (J. Gras 1959 a p. 244-6, ou cet ouvrage

chap. A 52). Il y a dans les deux nappes, « sparnacienne » ou « ludienne », d'authentiques galets marins.

Voici les mensurations de l'un d'entre eux, récolté près de Ferrières en Gâtinais, et qui caractérise un lot (galet médian) fait après sélection au 1/4 ou au 1/5 comme il a déjà été dit : $L = 75$ mm ; $l = 55$ mm ; $Ep. = 39$ mm ; $Aplat. = 1,66$; $dissym. = 0,53$; plus petit indice d'émoussé = $0,590$; 2° indice = $0,750$, (un silex fluviatile n'atteint jamais $0,100$). La forme était celle d'une ove parfaite ; la couleur d'un noir-gris, les marques de chocs, achevaient d'en faire le type du galet de silex tel qu'on en trouve au pied des falaises normandes. Qu'ils viennent du Tréport ou de Montargis, on ne peut à l'œil faire la différence. Il y a d'ailleurs tous les degrés dans le façonnement et la teinte noire n'est pas constante, même sur de fort beaux galets. Certains sont de simples apophyses de silex branchus, cassés puis retouchés par les vagues. Ils peuvent donc être zonés parallèlement à leurs bords ; d'autres ont été débités au contraire dans la masse même d'un bloc et doivent tout au façonnement marin. On rencontre côte-à-côte dans le poudingue de Nemours des galets magnifiques, d'autres plus douteux, mais aussi beaucoup de silex bruts cassés net, avec leur écorce blanche intacte. Partout, dans le bassin du Loing, silex bruts et galets se mêlent. La pâte siliceuse peut être blonde, grise, blanchâtre, rousse, ocre, et la même teinte noire existe, toujours très superficielle, mais elle peut être absente sur des galets de même nature et voisins. On ne sait trop quel critère la fait apparaître. Il y a des zones entières où les galets sont rares, d'autres où ils abondent. Une grande partie du poudingue de Nemours paraît faite de silex blonds, pas très bien émoussés, trop toutefois pour être d'origine fluviatile. Ceux-là proviennent sûrement d'un banc local, tant ils sont homogènes ; mais il n'est pas rare de remarquer dans le bloc un ou deux noirs parmi eux. Sur la rive gauche du Loing, en face Conflans, on peut voir dans la tranchée de la route la craie durcie, contenant de grosses plaques de silex blonds, et ravinée par des poches de galets noirs faits absolument de même substance. Parfois aussi de très gros silex dépassant 50 cm présentent un début de façonnement sur les parties convexes (teinte noire, marques de chocs, bel arrondi), tandis que l'écorce blanche subsiste encore dans les concavités.

Ainsi, dans le bassin du Loing, l'émoussé vraiment extraordinaire de beaucoup de silex ou de chailles ne signifie-t-il rien en faveur d'une origine torrentielle de la nappe qui les contient. Ces galets ont pris naissance lors de la régression crétacée, comme l'a si clairement exposé A. Vatan. Il est plus que probable que ceux qu'on trouve, en abondance et généralement petites, dans le Sparnacien ou le Thanétien à faciès continental ou lagunaire qui affleurent au pied de la côte d'Ile-de-France d'Épernay à Montreuil, ont été empruntés aux cordons littoraux abandonnés à la surface de la craie décalcifiée. L'idée d'une transgression thanétienne responsable de ce façonnement, proposée par J. Tricart jusqu'aux sources du Loing (1948-49) déjà bien improbable, perd toute raison d'être si l'on songe à l'existence de tels galets en Touraine, dans le Berry méridional...

Quant à reconstituer de tels cordons dans le Gâtinais la tâche nous paraît beaucoup plus malaisée qu'en Touraine. On se souvient (chap. A 54) qu'une carte de la roche saine conservée sous l'argile à silex avait fait apparaître des bombements anticlinaux contemporains de celle-ci, donc, selon nous, ayant fait leur apparition dès le Crétacé supérieur. Mais on est loin de retrouver, entre

Loire et Yonne, la netteté de l' « axe de Montrichard ». C'est qu'une bonne partie des assises crétacées a été détruite au sud de Sancerre à la différence de la Touraine. On voit bien dans la boucle de la Loire, au N.O. de Cosne, apparaître un « anticlinal » S.S.E.-N.N.O., dont la partie centrale voit le Sénonien s'avancer à même le Cénomanién inférieur (c⁴). On retrouve un aspect semblable à l'est de Joigny et c'est l'amorce du bombement de l'Othe. Or J. Tricart a signalé sur les deux flancs du bourrelet occidental de l'Othe, de beaux galets (Bussy, Dixmont, La Borde... voir 1946 et 1948-9 p. 97) parmi lesquels un galet de gaize cénomaniénne, ce qui prouve que les déformations ont pu être assez vigoureuses dans des endroits où le Crétacé manque maintenant. J'en connais de fort beaux dans le bassin de l'Ouanne (Malicorne, Marchais-Béton...). Ils ont donc une répartition extrêmement vaste et il faut bien admettre ici, à la différence de la Touraine, l'importance des remaniements au cours du Tertiaire. Comme on le verra bientôt les transports de matériel détritique relativement fin n'ont pas manqué dans ces régions et les cordons de galets ont dû être démantelés, triturés, étalés en tout sens.

Mais ce sont des déplacements limités, au moins pour les gros éléments. Il paraît difficile d'admettre des transports massifs depuis des reliefs lointains et surtout par les « fleuves » imaginés par P. Jodot ou X. de Planhol (1946) et qu'on reconstitue sur les marges du Nivernais avec les minces jalons qu'ont bien voulu laisser les érosions plio-quadernaires. On a invoqué une diminution de taille des éléments vers le nord (voir P. Jodot, notices de Clamecy, Auxerre et Sens). C'est une affirmation bien schématique et qui ne vaut d'ailleurs que pour les chailles. Mais les galets, peu importe leur substance, restent souvent volumineux, même au nord. Tel bloc de silex roux, près d'Arquian, martelé de marques de chocs, et très émoussé, mesure près de 70 cm ; et de même à Faverelles. Tel autre en face Danmarie-sur-Loing (carrefour de la route de Châtillon à Bléneau) est une dalle assez fruste d'un silex à belle calcédonite rousse ou noirâtre qui mesure 70 cm $\times$ 60 $\times$ 40, et l'écorce qui subsiste dans les rentrants manque sur chaque saillant transformé en moignon martelé, noirci, arrondi. On voit de gros galets supérieurs à 30 cm à Malicorne sur l'Ouanne, comme à Nemours dans le poudingue. A Villemer, dans une position qui exclut tout transport alluvial quadernaire par le Loing, les galets de 25 cm ne sont pas rares. Et très souvent, on l'a dit, les silex donnent l'impression d'avoir une origine très locale.

Mais il y a plus grave. Il ne me paraît pas évident que tous les éléments de la « trainée à chailles roulées », telle qu'elle est figurée sur la feuille Clamecy, appartiennent à la même unité.

Sur la crête de Puisaye, et notamment vers Bouhy, les chailles semblent en majorité et il est certain qu'elles ont subi un transport depuis des régions plus méridionales car P. Jodot a su reconnaître l'origine callovienne, bathonienne... de certaines d'entre elles. Mais observées en place dans leur Nivernais natal, par exemple au sein

des calcaires argoviens de Menou, elles montrent un noyau de silice dur et lisse enveloppé d'une substance spongieuse, granuleuse, que l'aiguille, sous la loupe, laboure assez facilement ; la forme est régulière, le passage au calcaire encaissant toujours progressif. Or cette remarque est capitale car les gros rognons libres sur le revers de la Puisaye ou glissés à son pied sont le plus souvent des boules ou des palets avec des nodosités, des boursouflures... qui donnent l'impression du roulage, mais leur forme est en réalité très proche du rognon originel. Qu'on les casse et on verra apparaître parallèlement à leurs contours un certain nombre de cernes colorés qui montrent que l'usure réelle se réduit à peu de chose. Dans un tel cas la morphométrie fait faillite. Tels individus présentent des courbures étonnantes, conférant un indice d'émoussé de 0,290, 0,400 voire plus de 0,700 à une roche dont tout affirme par ailleurs qu'elle est proche de l'état originel. Il n'est pas jusqu'au grain inégal et rugueux de l'enveloppe de la chaille qui, sous les doigts, ne permette d'établir un critère de différenciation avec le vrai galet taillé dans une substance analogue mais présentant une surface plus lisse, noircie, constellée de marques de chocs.

*
* *

Résumons-nous. On avait cru reconnaître deux nappes caillouteuses imprégnées de sables se superposant sur les plateaux séparant la Loire de l'Yonne, la deuxième, ludienne, caractérisée par ses chailles et limitée à une bande occidentale assez étroite. Nous pensons au contraire que ces plateaux sont jonchés depuis la fin du Crétacé de galets marins, sans doute groupés à l'origine en multiples cordons littoraux jalonnant les stades de la régression, appuyés sur le flanc de légers bombements anticlinaux (celui de Cosne, amorce du futur Sancerrois, celui de l'Othe...), ultérieurement étalés et mêlés. Toutefois l'un d'entre eux, semblable à celui de Touraine, dirigé S.N. à peu près selon l'axe du Loing moyen avait vu progresser des galets d'origine méridionale (chailles, quartz, schistes primaires silicifiés même selon P. Jodot). Ultérieurement, et sans doute à plusieurs reprises au cours du Tertiaire, des nappes sableuses se sont étalées sur ces plateaux, remaniant le matériel détritique local. Que des lacs isolés se soient incrustés au sein de ces nappes, et ils fournissent maintenant de pseudo-jalons, bons à la rigueur à dater l'épandage sableux mais incapables de rien indiquer quant à la mise en place et au façonnement des gros éléments siliceux. Enfin il paraît plus que probable que des chailles arrachées au Nivernais par des agents purement continentaux et relativement peu usées (en dépit de leur aspect) ont participé à un certain moment à ces déplacements en direction du nord.

Tel est le tableau encore bien imprécis qui s'ébauche à la suite de notre analyse. Le point important est que le mélange de roches volumineuses très émoussées et de sables argileux dans une même nappe détritique n'implique rien quant à l'unité de celle-ci et n'oblige pas à concevoir à l'Eocène des torrents tumultueux déva-

lant de hauteurs aujourd'hui disparues. Ainsi ne sommes-nous plus obligés de croire à une importante tectonique éocène, légende qui portait en germe celle, bien plus redoutable pour le morphologue, des fameux reliefs de côtes fossiles.

Deux problèmes restent toutefois à élucider. A quels événements sont liés les déplacements de chailles non façonnées en galets ? Et quelle est l'origine des sables qui, localement, noient le plateau de Puisaye et du Gâtinais sous une épaisseur considérable ?

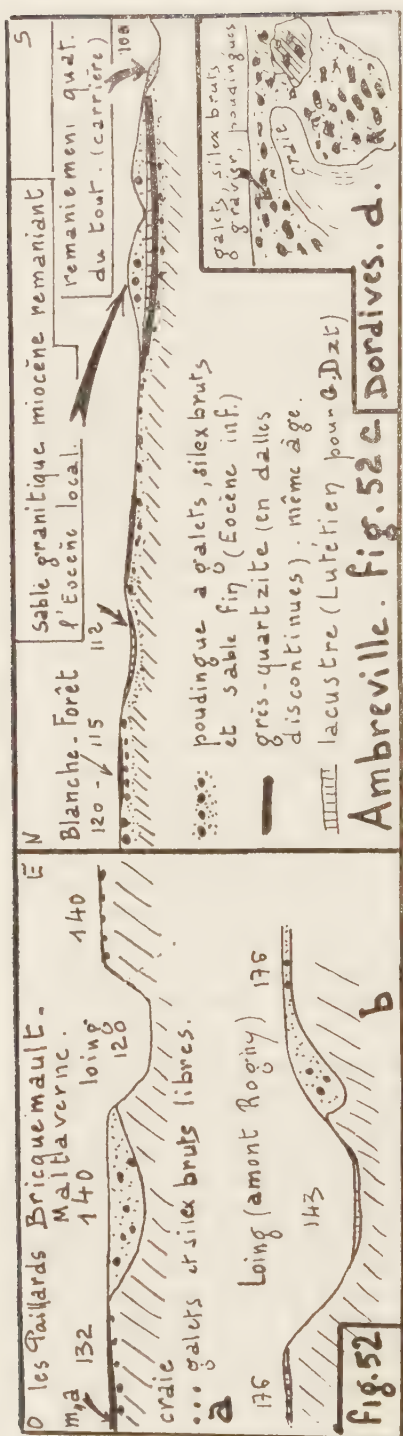
C 53 La région de Châtillon-Coligny



Le problème posé par les sables est le plus urgent; l'autre attendra pour être éclairci que l'enquête se déplace en direction du Nivernais. Nous avons longuement parcouru le bassin du Loing, l'entreprise qui consiste à critiquer sur le fond toute la cartographie du Tertiaire continental de trois feuilles ayant intérêt à s'entourer du maximum de précautions. Malheureusement l'ampleur du domaine étudié dans cet ouvrage nous interdit de reproduire à la manière des géologues toutes nos observations de terrain; c'est une synthèse que nous présentons ici et l'accent sera mis simplement sur les cas les plus démonstratifs, quitte à reprendre la question dans des publications ultérieures. Mais présentement notre conviction est faite; la grande formation « fluviale » ludienne à

caillies et silex roulés que les cartes dessinent depuis le nord du Nivernais jusqu'à la Seine n'existe pas en tant que telle; son unité est fallacieuse car elle a été construite avec des éléments hétéroclites d'âge différent (fig. 51).

On a pensé à un dépôt alluvial parce que les matériaux volumineux sont souvent noyés dans un sable argileux abondant. Mais ce sable manque absolument sur la crête de Puisaye où les « galets » sont libres à même le calcaire jurassique ou le Crétacé. Il apparaît vers Thou, Ouzouer, après quoi vers le nord sa présence s'affirme bien que son épaisseur soit curieusement très variable d'un point à un autre. Nulle part son étude n'est plus instructive qu'entre le confluent de l'Ouanne et Rogny. En effet le calcaire de Beauce inférieur, (calcaire du Gâtinais : m.a) vient mourir sur la rive gauche du Loing en continuité topographique parfaite avec les plateaux à silex de rive droite. Le problème est de savoir si le cailloutis et surtout son sable encaissant sont plus anciens ou plus récents que lui.



Les auteurs l'ont vu dessous, mais personne n'a jamais fourni de sondage ou une bonne coupe de terrain montrant le calcaire oligocène reposant sur 10 m de sable à silex roulés. Quand on peut voir le lacustre superposé à des galets le sable est absent et la craie toute proche (ouest de Montargis...). Les faciès épais de notre formation se disposent selon une bande grossièrement parallèle au Loing ; la vallée actuelle la recoupe ou l'abandonne de sorte que ses versants sont taillés tantôt dans la craie (Châtillon rive droite...) tantôt dans une masse de sable caillouteux qui descend presque jusqu'au plancher alluvial (Rogny rive droite, parc du château de Mivoisin, Montbouy rive gauche...). En outre, à l'ouest de Châtillon, une sorte d'expansion de la masse s'avance jusqu'au flanc du chapelet de collines crétacées (les Bézards) formant ligne de partage entre Loing et Vernisson, et au nord comme au sud de cette apophyse le plateau porte une pellicule de calcaire lacustre oligocène de sorte que le sable a bien l'air stratigraphiquement subordonné à celui-ci.

Or les choses peuvent s'interpréter tout autrement. Ce que nous venons de déceler c'est une vallée fossile du Loing et celle d'un affluent, incisées dans la plate-forme et remblayées par une masse sableuse autrefois étalée en pellicule à sa surface. L'opération a été menée jusqu'à la réalisation d'un glacis admirablement régulier appuyé au sud au plateau d'Ecrignelles-Adon, à l'ouest au chapelet de collines parallèles au Vernisson, à l'est au plateau d'argile à silex de l'Ouanne ; et telle fut la perfection de ce glacis que le Loing s'y est surimposé, ne récupérant son ancienne vallée que très imparfaitement. Par exemple, grâce aux sondages qui nous ont été communiqués et aux nombreuses carrières, on peut reconstituer de Mivoisin à Montbouy par Sainte-Genève un cours plus occidental que le cours actuel de telle sorte que l'exploitation la plus caracté-

ristique, celle où le faciès alluvial est le plus net, n'est pas dans la vallée du Loing. (Fig. 52 a.)

Au SO de Châtillon, à l'ouest du Moulin de Bricquemault, à l'intérieur d'un triangle routier, existe maintenant une très profonde et très vaste exploitation. On y extrait sur plus de 10 mètres, sans que la base de la formation apparaisse, un sable ocre ou blanc, dont la stratification entrecroisée est parfois vigoureuse. Tantôt des lentilles de 3 à 4 mètres de long, épaisses d'1 à 2, sont sillonnées d'un fin réseau de filets rouges et blancs alternés, comme dans un faciès alluvial; tantôt cette fine structure n'existe pas et les masses blanches et rouges s'enchevêtrent, formant de vastes poches ou des lits irréguliers de 2, 3, 4 mètres d'épaisseur.

Au sein du sable, avec une densité très inégale selon les points, apparaissent les silex et les chailles qui ont servi à identifier la formation. Beaucoup sont des silex bruts, éclatés, ou des blocs de brèche siliceuse parfois énormes; mais les galets ne sont pas rares, et non point tous de chailles; en outre, ils sont souvent cassés, et les fragments peuvent avoir subi ou non un début d'émoussé de type fluvial. Ainsi apparaît avec évidence que ce n'est pas le transport au sein du sable qui confère aux galets leur bel arrondi. Ils s'y sont au contraire abîmés. Ces cailloux, dont la majorité n'atteint pas 15 cm, mais dont beaucoup dépassent 20, 30 cm, sont distribués d'une façon fort anarchique. Ils forment souvent des nids au sein du sable, à tous les niveaux. Quand ils esquissent un lit régulier, il n'est pas rare de voir leur ligne brusquement onduler, se briser, se redresser à la verticale, ou éclater en une sorte de nuage pour se reformer plus loin.

Le sable est du type « granitique », avec de beaux feldspaths souvent frais et abondants. Coloré en ocre, il a la texture et le calibre du sable de Sologne et, grâce à leur argile, les filets rouges forment de légères saillies sur le front de la carrière. Quand il est blanc il est étonnamment propre, les doigts s'y enfoncez aisément. Il est aussi beaucoup mieux calibré, et il existe des lits où l'argile et le sablon manquent tandis que les grains les plus gros n'atteignent qu'exceptionnellement 0,8 et jamais 1 mm. Mais toujours, qu'il soit rouge ou blanc, le sable montre une forte proportion de grains « subanguleux », encore qu'un certain mélange avec du sable d'origine crétacée puisse être discerné.

En somme, le caractère fluvial est net et, justifierait l'hypothèse d'un fleuve éocène s'il ne s'accordait encore mieux avec l'aspect d'un matériel de terrasse quaternaire.

Pour résoudre ce petit mystère, il faut se pencher avec plus d'attention sur le matériel sableux. Celui-ci porte partout des traces d'éolisation (2). Elles sont légères. Le sable rouge est le moins affecté, mais sa teinte ne résiste pas à un léger lavage qui entraîne l'argile colorée. Les feldspaths souvent décomposés (18 à 20% des grains) l'apparaissent à un sable de Sologne un peu altéré; mais sur certains éclats de silex qu'il contient on discerne l'aspect soyeux et les fines arêtes émoussées caractéristiques du phénomène éolien.

Le sable blanc est bien plus curieux. Sa propreté est étonnante. Certains prélèvements n'ont pas besoin d'être lavés avant examen à la loupe. Ils ont perdu, on l'a vu, à la fois leurs fractions fines et grossières. Les feldspaths y sont toujours frais et propres, mais plus rares que dans les zones rouges (11 à 12%). C'est l'effet du vannage et du triage exercé par le vent. De même les quartz dégrossis par les chocs ont-ils été nettoyés de l'argile rubéfiée qui les souillait. Ils sont redevenus blancs comme ceux d'un sable marin. Pourtant les vrais « Ronds-Mats » y sont très rares, et comme certains lits présentent une

(2) Je n'ai jamais trouvé de trace d'éolisation bien nette dans un matériel pré-quaternaire surtout d'origine continentale. Seul le Crétacé marin en possède, mais il s'agit d'un phénomène d'estran.

hétérométrie plus forte que d'autres, il n'est pas certain que les critères habituels y discerneraient l'empreinte éolienne (3).

En fait, du sable blanc de Bricquemault, je dirai que ses quartz sont pour la plupart « sub-ronds » et « sub-mats », plus ronds que mats d'ailleurs. Ils approchent de la forme sphérique, mais se hérissent encore d'innombrables petites arêtes anguleuses qu'une action plus prolongée aurait fini par faire disparaître. Les feldspaths sont plus ronds parce que plus tendres. Paradoxalement, les vrais Ronds-Mats sont souvent petits, sans doute parce qu'ils ont été façonnés aux dépens de sables crétacés remaniés. (4) Certains lits blancs, les mieux classés, paraissent faits de sable déposé par le vent sur la zone inondée et enfouis presque sur place. D'autres, la majorité, surtout s'ils s'accumulent sur plusieurs mètres, ont été transportés par ruissellement en nappe sur tjåle jusqu'à la rivière, où ils ont servi à édifier le gros du remblaiement. Si l'on songe à la disposition anarchique des galets au sein de celui-ci le phénomène périglaciaire devient évident, avec cryoturbation contemporaine du dépôt, bouleversements locaux d'une masse alluviale à demi consolidée par le gel... Le sable rouge imbriqué en innombrables filets, en nuages de ponctuations, ou en masses épaisses, est formé au contraire d'un matériel qui n'a pas eu le temps d'être nettoyé par le vent, incorporé presque tel quel. C'est lui qui donne une idée du stock initial.

Bien d'autres faits analogues peuvent être relevés dans la région ; un des plus significatifs apparaissait en 1958 dans l'exploitation de Rogny (fig. 52 b) où une sorte de pilier de craie, rongé de karst, émergeait dans l'alluvion ; or la roche était sans cohérence, comme neigeuse sous la loupe, alors que la craie saine locale est dure. Pourtant elle avait survécu au creusement puis à la violence du remblaiement ; seul le gel contemporain de ce dernier peut expliquer des détails aussi contradictoires.

Le dispositif que nous venons de décrire est donc l'œuvre du Quaternaire ancien et le remblaiement est à mettre au compte du plus puissant phénomène périglaciaire qu'aient connu nos régions, caractérisé par une action éolienne modérée, un pergélisol et par d'importants ruissellements en nappe lors des dégels saisonniers... ; c'est ce que montrera notre analyse de la Sologne quaternaire (chap. E 21-22). A une époque où ces phénomènes étaient pratiquement inconnus, on comprend qu'ils aient pu égarer (croyons-nous) des observateurs pourtant très compétents.

En fait le sable à galets est bien incrusté dans la plate-forme couronnée de calcaire du Gâtinais, et non stratifié dessous ; j'y ai d'ailleurs trouvé, à Bricquemault, un fragment de meulière qui ne peut guère être que de Beauce. Les silex bruts, la brèche et les galets, ont été arrachés à l'argile à silex locale ; seul le sable est un étranger. D'où vient-il ? Evidemment de cette pellicule de sable de Sologne cartographiée autour d'Adon et qu'on peut voir en place, par exemple au sud de la Bussière (Pré-Breton, La Marionnière) bien homogène, assez fin, rose plus que rouge, compact, riche en

(3) De tels critères demandent à être maniés avec doigté ; dire d'un sable hétérométrique qu'il contient seulement 10 % de Ronds-Mats par exemple, ne signifie pas que ce sable a connu une faible éolisation, mais qu'un peu de sable très éolisé a été remanié par ruissellement dans beaucoup de matériel peu ou pas affecté.

(4) L'Albien de Saint-Fargeau est presque toujours inférieur à 0,5 mm, et 76 % de ses grains à la taille 0,3 mm ont un faciès marin très poussé : 40 % d'émoussés, 36 % d'arrondis.

feldspaths à demi-décomposés (40 %). Par conséquent, si notre analyse paraît bien détruire la réalité du fleuve éocène, elle restitue par contre au sable burdigalien sa véritable extension qui est beaucoup plus orientale qu'on ne dit. Et c'est là où nous voulions en venir.

*
* *

Entre Montbouy et Monteresson, de part et d'autre de La Saleneuve, deux buttes surbaissées, formées de sable rougeâtre, dominent d'une dizaine de mètres la plate-forme de calcaire du Gâtinais. La datation (e^{3b}) de P. Jodot est inconcevable car elle implique que le premier lac de Beauce est venu cerner un relief sableux qui n'a jamais été réduit depuis. Au contraire G. Denizot (1927 p. 206) place le matériel sur le calcaire oligocène et partant le juge plus récent que la « formation à chailles » malgré l'identité des faciès. De même dans l'éperon de confluence du Loing et de l'Ouanne (Conflans) cet auteur affirme la présence d'un banc de calcaire du Gâtinais sous les sables caillouteux du plateau. Chaque fois l'examen du terrain nous a paru lui donner raison bien qu'à Conflans une retouche quaternaire soit sensible dans la structure du sable. Mais celui-ci ne venait pas de loin.

G. Denizot le croit aquitainien (molasse du Gâtinais m.b). On sait que ce faciès apparaît sur le flanc S.-E. de la Beauce, interstratifié entre les deux bancs calcaires et qu'il est responsable de l'apparition d'une cuesta, la dernière du Bassin de Paris oriental, qu'on peut suivre dans le bassin de l'Essonne, de Beaune la Rolande à Puiseaux et la Chapelle la Reine. G. Denizot (1927 p. 205-7) a noté que la fraction sableuse, parfois grossière, contenait des feldspaths quoique en nombre bien moindre que dans le sable de Sologne, ainsi que de petites chailles brunes peut-être nivernaises. Une marne prélevée en place à Boësses m'a livré de même un sablon d'origine crétacée mais non locale (albien probable) et quelques grains plus gros de type granitique, voire quelques feldspaths. Il n'est donc pas question de nier l'existence de transports d'origine lointaine à l'Aquitainien. Mais une grande partie de ce qui a été cartographié et daté m.b par G. Denizot sur la feuille Orléans au sud de la route Bellegarde-Montargis n'est pas de la molasse du Gâtinais. Adossé à la masse de la Forêt d'Orléans un beau glacis rayonne en direction de Montargis, souligné par l'éventail des affluents du Loing. Cette plaine est tapissée d'une pellicule sableuse qui noie un léger relief et même de petits escarpements de faille ; mais autour de Solterres, Pressigny, Mormant... chaque exploitation montre la structure de l'alluvion de Bricquemault, c'est-à-dire un sable feldspathique nettoyé et vanné par éolisation puis étalé par un ruissellement en nappe qui confère au tout l'aspect d'un pédiment. On peut même déceler parfois l'altération pédologique qui a suivi l'épandage (phase interglaciaire) suivie elle-même par une reprise de la cryoturbation. Le rythme est exactement celui que les terrasses de la Loire nous enseignent de sorte que le phénomène paraît fort bien daté.

Ce sable a sans doute été emprunté au flanc de la Forêt d'Orléans mais il est vraisemblable que le matériel burdigalien de celle-ci s'avancait autrefois bien plus loin vers le N.-E. si bien que le sable signalé à l'instant vers La Salleneuve et Conflans est probablement lui aussi du sable de Sologne.

*
* *

Jusqu'où peut-on s'attendre à en trouver vers l'est ? Le bassin de l'Ouanne a été considéré par P. Jodot comme entièrement garni de « Sparnacien » parce qu'on y rencontre beaucoup de silex « roulés », des poudingues et des grès-quartzites analogues à ceux de Nemours et qu'un calcaire lacustre lutétien repose sur ces grès (St-Martin). Cette formation recouvrirait uniformément le plateau, associée à un sable argileux qui, selon la carte, pourrait atteindre 20 mètres d'épaisseur. Là encore et malgré la notice de la feuille Auxerre, on douterait de l'existence de ce « fleuve » cette fois sparnacien, roulant pêle-mêle vers la lagune de Montereau des éléments grossiers, des sables et des argiles.

D'abord parce que ces cailloux « roulés » sont d'authentiques galets marins souvent admirables et très volumineux et qu'on les trouve côte à côte avec d'énormes plaques de silex blond martelées sur certains angles par le même agent qui a façonné les galets; ensuite parce que dans le poudingue voisinent des silex parfaitement bruts et d'autres qui ne seraient pas déplacés sur le littoral cauchois, scellés par un ciment gréseux, en sorte que la lapidification semble s'être exercée à l'Eocène inférieur dans l'épaisseur même de l'argile à silex simplement saupoudrée de sable fin. De plus et surtout il n'existe pas autour de Marchais-Béton une exploitation qui n'ouvre un dépôt quaternaire, en fait de Crétacé ou d'Eocène en place, si bien que l'idée même de courants fluviaux anciens est née d'une mauvaise interprétation des carrières.

A Malicorne, sur la rive gauche du Branlin, c'est exactement la situation de Rogny qu'offre cette masse sableuse chargée de gros galets et de silex locaux dans laquelle deux crises froides bien distinctes ont laissé leurs traces. Mais le matériel est différent; un sablon très fin et très bien émoussé (la moitié au moins est formée de grains inférieurs à 0,150 mm) et qui semble provenir de l'Albien méridional, est noyé dans une argile kaolinique claire et abondante en même temps que des grains plus grossiers d'aspect granitique et peut-être des feldspaths. Quant au plateau où G. Denizot avait décrit non loin, près de la ferme des Souls, un sable feldspathique stratifié dans un léger vallon, il m'a permis d'observer dans le bois des Commanderies une vaste nappe argileuse (a'il de la carte) imprégnée du même sablon qu'à Malicorne, recouvrant la galette des silex indigènes. Seulement quelques grains plus grossiers, l'éolisation affectant certains éclats de silex dans la masse, des horizons manganésifères aussi, montrent qu'il ne s'agit pas d'un dépôt éolien, d'un loess, mais de quelque chose d'assez analogue à ce qu'on a décrit sur le plateau d'Orly (G. Mazenot et A. Cailleux, 1957-1958) : une gigantesque « raspoutitza » rendue possible par le sous-sol perpétuellement gelé donne naissance périodiquement à des mares peu profondes où le ruissellement sur des pentes presque insen-

sibles concentre les éléments les plus meubles du plateau pendant que des pluies de poussières viennent nourrir le dépôt en éléments éolisés.

En sorte que notre embarras est grand d'avoir à définir la provenance de l'argile kaolinique et des éléments d'aspect granitique. L'argile à silex les a-t-elle tous fournis ou bien le plateau a-t-il été noyé par un Sparnacien originaire des socles méridionaux ? Mais ne pourrait-on invoquer une expansion de la nappe sableuse burdigalienne jusque là ? Le fait paraît plus douteux sans être impossible. Nous y reviendrons.

C 54 Les environs de Nemours

Les deux formations sablo-caillouteuses « sparnacienne » et « ludienne » dont nous poursuivons l'analyse critique ont reçu leur état civil dans la région de Nemours. La première est depuis longtemps célèbre sous un faciès congloméré, bien que ses éléments soient loin d'être toujours consolidés : c'est le poudingue de Nemours. Des calcaires lacustres souvent ludiens (e³), parfois lutétiens (e.) le recouvrent, et par ailleurs la formation ravine la craie. On peut donc tout au plus à son sujet affirmer un âge Eocène inférieur.

La deuxième nappe détritique est le plus souvent libre, étalée à la surface du cailloutis « sparnacien ». Mais en certains points, G. Denizot puis P. Jodot l'ont vue imbriquée à la base du lacustre ludien qui semble ainsi fournir une limite supérieure dans le temps à l'histoire du grand « fleuve » dont par ailleurs les dépôts chevauchent de rares taches lacustres lutétiennes. Ainsi l'âge Eocène supérieur de la trainée paraît-il évident. Que celle-ci ait son origine dans la Puisaye ou le Nivernais et affecte l'aspect d'un dépôt alluvial continu, vient d'être contesté formellement (chap. C 53) : ce que l'on rencontre surtout, plus au sud, ce sont des preuves de l'existence au Miocène, dans le bassin du Loing, d'un ample manteau de sables granitiques contemporains de ceux de Sologne. Nous voudrions ici nous attaquer au principe même de la stratigraphie proposée pour l'Eocène de la région de Nemours, et déceler par contre dans ce secteur le passage de la même formation.

Il n'est pas facile de voir le poudingue de Nemours en place. Ses dépôts abondent sur les rives du Loing, surtout à droite, mais sous forme de blocs soliflués sur les versants de craie, et partout la possibilité d'un remaniement des éléments meubles par un quelconque niveau de terrasse rend l'analyse délicate.

La N 7, déviée en 1949 pour rester à l'est de la voie ferrée près de Fontenay, entame le flanc d'un éperon de confluence entre Clery et Loing. Pendant un an environ on a pu voir clairement la structure du contact entre Eocène et Crétacé dans des conditions paraissant présenter toute garantie. Une masse très abondante de gros silex ravinait la craie. Les uns, bruts, avec leur écorce blanche, gros souvent comme la tête d'un homme, provenaient vraisemblablement d'un banc très proche, car ils étaient tous de même type et analogues à ceux de la craie locale. Les autres, plus petits, étaient des galets noirs à tous les stades du façonnement, certains parfaits. Parfois une sorte d'imbrication des éléments grossiers, débarrassés de leur matrice sableuse, basculés vers le nord et disposés comme les tuiles d'un toit, paraissait impliquer un écoulement fluvial. Ailleurs c'était le désordre le plus complet et de grandes poches faisaient pénétrer les silex au sein de la craie ravinée. L'une d'entre elles, profonde de 5 m sous le gros du cailloutis, étranglée au sommet, épanouie à la base, contenait une masse de galets et de silex bruts cassés, noyés dans une argile sableuse claire ; mais

les parois de craie broyée étaient feuilletées de fines diaclasses épousant les contours de la poche. De gros blocs de poudingue étaient fichés à différents niveaux au sein des galets libres (fig. 52 d). L'éperon de confluence jonché de silex éclatés domine l'étiage du Loing de 20 à 22 m. Il est donc probable que les aspects décrits ici sont ceux d'un matériel de terrasse édifié en climat froid, sans qu'on puisse clairement dire si les éléments ont été pris sur place ou transportés depuis l'amont. Même la grande poche peut avoir acquis sa forme à ce moment. Entre une croûte alluviale, durcie par le gel d'automne, et un pergélisol profond, les progrès de la congélation dégagent une telle pression que la craie broyée et l'argile à cailloux encore fluides ont pu dessiner des « plications » d'une telle ampleur. Il faut donc n'accepter qu'avec prudence certaines descriptions montrant la craie ravinée par de violents écoulements torrentiels à l'Eocène.

On a une meilleure vision des faits quand on s'écarte un peu de la vallée du Loing. Le vallon de Poligny fournit un bon exemple de la stratigraphie locale, malheureusement encore un peu brouillée par la solifluction. Une ancienne exploitation de rive droite montre une masse considérable de silex à pâte rousse et fine, presque tous façonnés en galets, avec des marques de chocs très nettes mais sans coloration noire superficielle. La monotonie de leur cortège pétrographique est telle qu'on les croirait tous façonnés aux dépens d'un même banc. Plus haut apparaissent de grosses dalles de poudingue, épaisses parfois de 2 mètres, faits absolument des mêmes éléments. Le sable argileux qui enrobe les galets libres mais ne représente certainement pas la moitié du volume total est jaunâtre, fin, très émoussé et, semble-t-il, non feldspathique. Le ciment du poudingue ne paraît être rien d'autre que ce même sable consolidé en grès-quartzite, affectant dans la roche l'aspect d'une crème blanchâtre ou mastic enrobant des quartz, de sorte que la cassure prend l'aspect d'un gâteau de riz. De nombreux vides subsistent dans la masse du poudingue dont les galets ne sont soudés que par une partie de leur périphérie. De plus, un certain classement, sommaire il est vrai, semble avoir présidé à la répartition des éléments grossiers. Tel bloc présente sur un mètre d'épaisseur un cailloutis inférieur à 5 ou 6 cm ; puis au-dessus on ne trouve plus que des éléments beaucoup plus gros (15, 20, 30 cm) dans un ciment très peu abondant.

Il est donc visible que la silicification n'affecte que la partie supérieure d'une masse qu'un ruissellement aurait appauvrie en éléments fins. Mais l'ensemble n'évoque guère un dépôt torrentiel. On pense plutôt à un cordon littoral en place formé presque uniquement d'éléments volumineux locaux, enchassés dans un sable dont le caractère marin est évident. Pourtant celui-ci rappelle plutôt l'Albien que la poudre quartzense qui se trouve ordinairement dans la craie sénonienne et on peut se demander une fois encore si le courant littoral n'a pu l'amener depuis le sud (futur couloir ligérien) jusqu'à la flèche des galets de Nemours.

Au-dessus du poudingue, toujours dans le vallon de Poligny, on voit apparaître la base du calcaire ludien. C'est une marne cristalline blanche qui prélude au dépôt calcaire, et localement des galets y sont enrobés (près de l'église...) Leur collection paraît un

peu plus variée et il n'est pas impossible qu'un pétrographe y décelerait quelques chailles jurassiques (on sait que pour nous le point est secondaire).

C'est sur de semblables constatations faites à Nemours, Fay... que G. Denizot et P. Jodot ont édifié la théorie du fleuve ludien. Mais la dalle de poudingue qui protège les galets libres n'est probablement pas continue. En outre elle a été ravinée peu avant la transgression lacustre. Il existe en effet vers Gandelles et Portonville un autre faciès consolidé dans lequel les silex et galets sont cimentés par un grès dû à la silicification d'un sable très pur, privé d'argile. Ce ciment finit par s'isoler vers le haut en grès analogue à celui du Stampien de Fontainebleau ou du Bartonien de Beauchamps, parfois quartzite indestructible. C'est lui qui forme les fameux rochers de Gandelles dont les blocs éparpillés sur les versants du Loing peuvent avoir la taille d'une maison. Il est possible que ce faciès soit très local ; en tout cas à Poligny, il n'apparaît pas, mais G. Demarcq (1955) en signale des blocs remaniés à la base de la marne ludienne. De même au débouché du vallon étudié (route de Gandelles au Coudrai) on peut voir sous le calcaire éocène supérieur du plateau, un véritable poudingue de silex blonds ou roux bien émoussés dont le ciment est calcaire. Des galets noirs y font leur apparition ainsi que de gros quartz, mais des traces de ciment siliceux subsistent sur beaucoup de silex. Plus bas la roche perd sa cohérence parce que la matrice est une marne cristalline très sableuse ; la proportion des silex bruts locaux augmente vite et on passe à une masse argileuse blanche, probablement kaolinique, bourrée de gros rognons brisés qui ressemble de bien près à une argile à silex. Enfin apparaît la craie dont le contact avec le reste a été brouillé par la cryoturbation, d'où une impression de ravinement sans doute illusoire.

Ainsi le poudingue siliceux n'existe plus à cet endroit, mais la marne ludienne en a repris des éléments. La formation éocène inférieure a donc été détruite, ravinée et remaniée. Il n'est donc pas surprenant qu'ici ou là dans le lacustre éocène supérieur apparaissent les silex « roulés ». Il n'est pas question de nier des déplacements de matériel détritique à cette époque. Le climat de type tropical, tel que le définissent dans le Berry les faciès sidérolithiques, s'y prête au contraire très bien ; mais transports locaux, anarchiques, accomplis sur de faibles pentes et de petites distances et qu'on ne peut rendre responsables de l'émoussé des silex puisque celui-ci n'est pas contemporain. Nul besoin de faire venir les éléments des hauteurs de la Puisaye, ni surtout d'imaginer de fortes dénivellations dans le sens sud-nord pour justifier le « fleuve » et la taille des matériaux.

On trouve il est vrai des chailles jurassiques dans le dépôt considéré comme « ludien ». Mais ces dernières se rencontrent essentiellement à l'air libre. Dans cette partie aval de l'extension les chailles sont très rares et fort petites (voir notice de la feuille Sens). Nulle part G. Denizot ne dit nettement en avoir trouvé d'authentiques en place dans la marne ludienne (voir 1927 p. 91 à 103). P. Jodot en signale à St-Pierre de Nemours ; c'est son principal (et unique) argument (1939^a). Dans une marne sableuse il a vu quelques rares petits galets de silex dont un gravier (taille maximum 8 mm) lui a montré la structure microscopique de la chaille

argovienne. Encore n'y-a-t-il pas de calcaire ludien dessus pour sceller le dépôt : c'est un peu de sable de Fontainebleau qui apparaît au sommet de la tranchée. C'est sur cette constatation que repose l'âge e^{3b} de toute formation contenant des chailles émoussées dans le domaine de cinq feuilles géologiques !

Or la présence de galets marins de chailles dans le bassin supérieur et moyen du Loing, à même le Crétacé, dans un domaine où le passage d'aucune mer tertiaire ne peut être démontré (5), prouve selon nous que les roches incriminées s'y trouvent depuis la fin du Secondaire. Il n'est donc pas surprenant qu'on en retrouve un peu, remaniées, dans le premier dépôt lacustre important ayant envahi la région.

La stratigraphie de G. Denizot a été établie plus à l'est, dans la région d'Ambréville (NE de Ferrières). Quelques plaques de calcaire lacustre y reposent sur des sables, des grès et des poudingues, dont les silex sont pétrographiquement peu variés. L'ensemble est donc équivalent de la formation sparnacienne de Nemours (6). Par dessus, et passant sur le lacustre, existe une masse épaisse de sable argileux jaunâtre contenant une collection plus variée de silex et probablement des chailles. Le calcaire est difficile à dater, peut-être, lutétien (G. Denizot p. 90.1). La nappe détritique supérieure se serait donc installée après le Lutétien et aurait achevé sa progression au Ludien comme paraît l'enseigner la région de Nemours. Je crains néanmoins que, là encore, les faits ne puissent s'interpréter autrement (fig. 52c).

Au S.O. de Chevannes, en dehors de quelques petits vallons secs, le plateau se maintient entre 115 et 120 m d'altitude (feuille Chateau-Landon au 1/25.000 n° 78). Les excavations peu importantes y sont assez nombreuses. Elles montrent, de bas en haut, une masse de silex libres, rognons bruts ou galets, puis un poudingue de type Nemours composé des mêmes éléments et que surmonte, par disparition progressive des parties grossières, une dalle importante de grès-quartzite blanc. C'est exactement la structure du dépôt de Nemours. Le grès apparaît entre 115 et 118 m ; or, à 112 m on voit affleurer un calcaire lacustre stratifié sous lequel (à 109 m) on exploite un sable gris-blanc fin, dont on peut garantir pour une fois le caractère « en place », et qui est absolument semblable, en plus propre, à celui de Poligny (7). Par conséquent le dépôt lacustre est incrusté d'une dizaine de mètres aux dépens de la formation « sparnacienne » qui le domine encore un peu.

Autour des Fourneaux, 3 km au sud, le même dispositif se retrouve, abaissé par un léger pendage. Sous le calcaire (105 à 110 m) existe le grès et le poudingue à galets jaunes. Formant demi-cercle autour du hameau, des collines (120 à l'est ; 115 à l'ouest) sont sculptées dans une

(5) J. Tricart (1948-9) a songé à la mer Thanétienne. Mais c'est précisément à cause des galets. On tombe par conséquent dans un cercle vicieux.

(6) Fait significatif : certains affleurements ont été datés e^{iv} par G. Denizot mais cartographiés e^{3b} par P. Jodot. Pire, G. Denizot propose maintenant (1959-60^a) de remonter le poudingue de Nemours au niveau de la deuxième formation détritique post-lutétienne. Tant de révisions plus ou moins déchantées, d'ailleurs respectables, ne sont-elles pas la preuve que ces formations ne sont pas réductibles en termes de Stratigraphie classique ?

(7) L = 0,3 mm ; Subanguleux : 12 % ; Émoussés : 60 % ; Arrondis : 28 %. Même dispositif, un peu à l'est, à Pers-en-Gâtinais.

masse argilo-caillouteuse jaunâtre, contenant des galets libres dont certains sont peut-être des chailles mais qui ne m'ont pas paru aussi « variés » que le disent les auteurs. C'est la formation « ludienne » de la carte. Elle s'étend au sud des Fourneaux, en direction de Griselles. Une carrière s'y ouvre vers 100-105 m à la tête d'un petit vallon sec parallèle à la Cléry. Elle montre une masse épaisse de sable argileux chargé de silex. Certains sont bruts et fort gros ; beaucoup sont des galets, la plupart de teinte claire. Des poches d'argile ocre apparaissent à différents niveaux, et surtout de longues lentilles sableuses très minces s'allongent sur des dizaines de mètres pour dégénérer en une ligne de gros silex éclatés presque en place. Ces aspects évoquent le ruissellement en nappe qui pourrait être tropical s'il n'était plus sûrement périglaciaire. En effet les quartz portent les mêmes empreintes éoliennes modérées que ceux de Châtillon-Coligny.

Le sable mêle des éléments fins, évidemment repris de l'Eocène local, et d'autres plus grossiers qui sont de type « granitique ». Les feldspaths sont assez nombreux, souvent altérés, et l'argile rougeâtre qui baigne le tout résulte de leur décomposition. Ce dépôt, emprunté au Quaternaire au flanc de petites collines entourant Les Fourneaux, donne du même coup la composition globale de celles-ci. Pourtant, sur la carte, où la carrière est figurée, on a tout daté du Ludien (e³b).

Résumons-nous. Parce que le lacustre d'Ambreville est incrusté au sein du dépôt éocène inférieur il est normal que certains éléments meubles de celui-ci aient pu être ramenés par-dessus, par toute érosion en nappe ultérieure qu'il plaira d'imaginer. Surtout, une masse importante de sables argileux granitiques a progressé en provenance du sud en râclant les dépôts antérieurs. Elle s'est altérée depuis sur place et c'est le remaniement quaternaire de cette nappe qu'on observe sur les coupes parce que celles-ci s'ouvrent aux flancs des vallons secs. D'où le mélange intime d'éléments d'âge divers. Or ce sable feldspathique est évidemment le même que celui qui abonde autour de Châtillon, lequel est Miocène.

On le retrouve encore plus au nord, reposant cette fois sur le calcaire du Gâtinais (m.,a). Ainsi au-dessus des grandes carrières du Coudrai (nord de Souppes) on voit apparaître une mince couche argilo-sableuse rouge sombre qui ravine le calcaire ludien. Cette masse a glissé depuis le plateau où elle recouvre (a¹¹ de la carte) un Stampien pelliculaire. Elle en remanie une partie mais se compose surtout de sables granitiques aux feldspaths encore assez frais. Là aussi une touche éolienne est sensible sur les quartz et justifie à la rigueur la datation de la carte. Mais l'altitude relative du plateau (60 m) est trop forte pour qu'il puisse s'agir ici d'une alluvion trop élevée du Loing (8).

D'ailleurs à Villemer, dans une position telle qu'aucun apport quaternaire par le Loing n'est admissible, ce que la carte nomme « Sparnacien » apparaît, sur la route de Nemours, comme une masse sableuse triturée par un ruissellement récent, et mêlant avec beaucoup de galets de silex, souvent noirs, une majorité de sable fin, bien émoussé, limpide, mais aussi du sable granitique grossier à feldspaths rares mais bien apparents. Ces derniers ne

(8) La plus haute terrasse à la sortie de Nemours n'en a guère plus de 30.

sont pas éocènes. Ils sont descendus au fur et à mesure que l'ample vallon de Villemer se creusait, intimement mêlés à du sable stam-pien et sparnacien. Le dépôt de Villemer est donc indatable.

Rappelons que sur la butte de Villecerf (Montagne de Trin) comme plus à l'est jusqu'à l'Yonne (Saint-Aignan), on trouve un dépôt formé de sables granitiques considérés comme « de Sologne » emballant des débris de grès, de poudingue, des silex et jusqu'à des chailles roulées. L'extension de la grande nappe miocène bien à l'est du Loing n'est donc pas ignorée des auteurs. Mais ce que la deuxième édition de la feuille Sens (1906) qualifiait de « m² » a été transformé par la troisième en un « p¹ » bien gratuit. A nos yeux la notice (1941) a tort de minimiser l'importance de ce Burdigalien local et d'exalter un Eocène largement mythique. L'événement le plus considérable de la paléogéographie tertiaire gâtinaise est en réalité miocène, époque pendant laquelle le bassin du Loing n'était qu'une annexe de la Sologne.

C 55 De la Région Parisienne à la Puisaye

C 551. — FAIBLESSE DE L'ACTIVITÉ MORPHOLOGIQUE PENDANT LA PREMIÈRE MOITIÉ DU TERTIAIRE

Promenée de carrière en carrière notre enquête a paru se perdre dans les arcanes de la stratigraphie. Mais l'opération était nécessaire. Tant que les géomorphologues, et non des moindres, se sont appuyés sur la cartographie géologique actuelle, ils ont été amenés à accorder aux événements éocènes une place importante, parfois capitale, dans l'édification du relief. En particulier, l'image de ce fleuve ludien roulant pêle-mêle de gros silex noyés dans un sable abondant impliquait une pente considérable depuis le Nivernais. Or, de la crête de la Puisaye à Moret, l'« alluvion » s'abaisse d'au moins 230 m, épousant à peu de choses près l'inclinaison du Crétacé supérieur. Une grande partie de ce mouvement de bascule devait donc être antérieure au Ludien, et Mme Beaujeu-Garnier qui y fait allusion parle de tectonique provençale (1950 p. 57). De même l'assise à chailles chevauche la faille de Cosne. Celle-ci (et probablement aussi celle de Sancerre) avait donc fonctionné avant le Ludien (B. Bomer 1952). Or il est visible que les reliefs du Sancerrois et de la Puisaye sont liés, d'une manière ou d'une autre, à la tectonique de Sancerre. L'hypothèse d'une cuesta éocène prenait corps.

Pour justifier sa conservation on produisait le cas de petites cuestas fossiles reconnues en divers points du Berry (Vierzon, Saint-Chartier-sur-Igneraye...). Partant de faits réels mais mineurs, et sans égard à la différence d'échelle, on transposait une interprétation correcte dans un domaine où elle ne pouvait plus s'appliquer. Et sans doute, comme nous le verrons bientôt, des différences appréciables existent d'un auteur à l'autre qui tentent de tempérer les conséquences d'une analyse trop logique, mais toujours subsiste sous leur plume la notion de reliefs éocènes non réduits (9). Aussi la partie méridionale du Bassin de Paris apparaît-elle actuellement comme une sorte de monstre par rapport au reste de la cuvette puisque nulle part ailleurs on n'a signalé de faits semblables.

(9) Et autant des géologues que des géographes : voir G. Denizot, 1927, p. 519-20.

Or les chapitres précédents ont essayé de montrer l'inexistence d'une trainée alluviale éocène supérieure continue à travers la Puisaye et le Gâtinais. Ceux qui l'ont « créée » l'ont fait avec des éléments disparates. Autour de Châtillon en particulier, elle a été édifiée à l'aide de galets crétacés et de sable miocène associés dans une structure quaternaire. C'est en réalité au Miocène inférieur que se produit le plus important déplacement de matériel détritique, d'ailleurs relativement fin, qu'ait connu la région.

Reste le cas du « Sparnacien ». Des études relativement récentes sont venues éclairer notre connaissance de cet « étage » (A. Lanquine et J. Cuvillier 1941 ; J. Tricart 1948-9 p. 104 ; A. Vaysse et L. Feugueur 1954 ; G. Demarcq 1955). Elles ont précisé et enrichi la stratigraphie de l'Eocène inférieur continental ou lagunaire affleurant d'Epernay à Montereau au long de la « côte » d'Ile-de-France. Elles ont encadré les sables et argiles plastiques sparnaciens (e iv) de Montereau, Provins, Villenauxe, d'un niveau Thanétien (e v) que certains ont jugé marin (J.T. ; G.D.) parce qu'il renferme des galets noirs de silex (mais le remaniement du matériel crétacé explique aussi bien ce phénomène), et surtout d'un niveau cuisien (e,,,) plus continu et plus important (V. et F.). Dès Vertus le sable clair fin et argileux cuisien (pizé) apparaît dominé par une dalle de grès-quartzite jaunâtre qui se suit vers l'ouest jusqu'à Montereau, parfois seulement à l'état de débris remaniés dans le Lutétien lacustre. G. Demarcq qui a étendu l'analyse au sud de la Seine pense que le grès si semblable d'aspect qui coiffe le poudingue de Nemours (Portonville, Glandelles) appartient à la même formation, et nous savons aussi qu'à Glandelles le cailloutis cimenté à la base du lacustre ludien (e³) continue à étaler dans le temps l'histoire de la mise en place de cette curieuse formation. Finalement, loin de se paralléliser avec les seules argiles plastiques de Montereau, le poudingue de Nemours finit par représenter une « série compréhensive » occupant une bonne partie de l'Eocène.

On a déjà dit (chap. A 53) comment l'argile de la lagune sparnacienne devait dériver du lessivage de l'argile à silex sénonnaise. A l'est du Sancerrois, existe en effet une zone où la craie a été beaucoup moins détruite par l'altération, sauf sur le versant sud de la Forêt d'Othe, preuve selon nous d'une légère tectonique fini-crétacée. Dans ce vaste chenal occupé actuellement par la totalité du bassin du Loing et une partie de celui de l'Yonne, le ruissellement semble s'être canalisé pendant une partie du Tertiaire, déchaussant les silex de leur argile kaolinique. Dans une bonne partie du bassin du Loing, surtout vers le centre, la craie perce sous le voile des silex, et n'eût été la présence du manteau de sables granitiques décomposés qui les emballe et que nous croyons miocènes, c'est une pellicule caillouteuse qui recouvrirait la roche saine. Vers l'aval, les études qu'on vient de citer nous ont montré la craie affectée d'une topographie karstique, ennoyée sous une couche sablo-argileuse d'épaisseur très inégale, bientôt réduite vers le sud à des poches isolées. Plus au sud encore, l'argile à

silex est mieux conservée et nous l'avons vue à Saint-Fargeau, abondante, riche en argile kaolinique, parfaitement semblable à celle de Sancerre (10). Il semble donc que le véritable faciès sparnacien soit venu beaucoup moins loin vers le sud qu'on ne le dit communément ; il est en tout cas illégitime de dater ainsi de vastes étendues décalcifiées sur la foi de silex roulés nés à la fin du Secondaire.

Restent les sables. Le Sparnacien de la Région Parisienne en contient et qui ne sont pas tous de simples remaniements de sable marin. Beaucoup ont eu une origine granitique mais les feldspaths ont fait place à une argile blanchâtre. Ils sont parfois grossiers et G. Denizot parle de quartz de 8 mm à Breuillet (1927 p. 59) ainsi que des galets de silex à croûte noire et forme irrégulière de 4 à 6 cm. On est donc conduit à admettre tout de même des transports à longue distance portant sur un matériel modérément grossier. Pourtant ce qu'on sait du climat sparnacien (flore de Tavers, lignites...) évoque un paysage où la forêt devait être dense, donc peu propice au ruissellement ; et comme la lagune a envahi des régions situées bien loin vers le sud, on peut douter que les pentes aient suffi à assurer l'écoulement.

Ne pourrait-on mieux concevoir que, lors de la régression crétacée, des produits d'altération du socle (sables, argiles kaoliniques) aient pu être amenés par les courants dans un golfe aux eaux si peu profondes, au littoral si bas, que le jeu des vagues avait cessé d'y façonner les quartz. Ainsi s'expliquerait l'abandon, ici et là, de trainées sableuses à faciès non toujours marin, destinées à être remaniées et étalées par un ruissellement éocène qu'on n'aurait plus besoin d'imaginer vigoureux. Dans cette optique les sables argileux de Breuillet n'auraient même pas eu besoin de parcourir à travers un domaine forestier les longues distances qu'on leur prête communément. Un léger karst, un peu de ruissellement en bordure du golfe thanétien, de légères subsidences locales enfin, auraient suffi pour concentrer les matériaux meubles de la plaine d'émersion en certains points privilégiés que le hasard d'un sondage ou de l'érosion révèle maintenant sans qu'on ait une idée claire de l'extension géographique exacte du dépôt (11).

(10) Bien que la carte la traduise en Sparnacien ! à cet endroit (route d'Auxerre).

(11) La tendance actuelle est de supprimer le Sparnacien en tant qu'étage ; de n'en faire qu'un faciès continental ou lagunaire déposé à la périphérie du golfe marin où la mer paléocène palpète du Thanétien au Cuisien (voir surtout J. Tricart, 1948-9, p. 104 comme aussi bien M. Gignoux, 1950, p. 515).

Au sujet de l'idée qui vient d'être exprimée peut-être sera-t-il permis de suggérer que les galets d'Auneau-Saclas que la mer stampienne semble avoir façonnés à l'est de Chartres aux dépens d'un relief de craie ne sont pas l'œuvre de celle-ci ? G. Denizot (1927, p. 166) les décrit patinés de noir, martelés, mêlés de quartz filoniens, c'est-à-dire analogues à ceux des terroirs méridionaux et que nous croyons crétacés (chap. A 52). Or on peut les voir plus à l'est (Boissy-aux-Cailles) propres, blancs, mais de forme toujours parfaite. La mer stampienne, construisant une flèche avec des galets déjà façonnés les aurait simplement triés et nettoyés. En somme, dans la région parisienne, on attribuerait au Sparnacien, au Stampien... selon le contexte stratigraphique et les remaniements, des faciès détritiques, sables kaoliniques compris, qui pourraient être pré-tertiaires.

Tout ceci à titre d'hypothèse car nous sortons par trop du cadre de notre étude, mais à seule fin de justifier notre réticence à envisager une pente topographique considérable en direction du nord à l'Eocène inférieur. Tout, dans cet immense paysage lagunaire aux eaux mortes, sans profondeur, pénétré et cerné par une végétation luxuriante, évoque la plaine monotone et l'absence de ruissellement concentré et continu. Il n'est que trop visible que la croyance aux érosions sparnaciennes est venue de la présence du poudingue de Nemours à quelques kilomètres de la lagune de Montereau (voir M. Gignoux 1950 p. 516). En fait, tout ce que nous avons vu et décrit, en particulier l'homogénéité pétrographique de la formation à Poligny et le mince manteau d'argile à silex qui la sépare à peine de la craie fait bien plutôt penser à un cordon littoral en place, ou presque en place, depuis la fin du Crétacé, et partiellement vidé de sa gangue argilo-sableuse par un ruissellement diffus en attendant la silicification qui peut être, en effet, cuisienne voire lutétienne.

*
* *

Au cours de l'Eocène moyen et supérieur de petits bassins lacustres aux eaux peu profondes (jamais 30 m selon P. Jodot 1947 a) se forment ici et là : dépôts lutétiens de Nemours, Ambreville (?), Saint-Martin-sur-Ouanne, la Celle-sur-Loire... ; dépôts plus importants du Ludien échelonnés en chapelet le long du futur fossé de la Loire jusqu'à Nevers, mais aussi dans le Berry, la Touraine et le Poitou où le phénomène dure parfois jusqu'au Sannoisien, voire le Stampien. Rien de tout cela ne permet de croire à une importante activité morphologique sauf à l'ouest du méridien de Bourges où de faibles cuestas sont apparues, vite étouffées sous le remblaiement lacustre, et où s'épandent les sables granitiques de Brenne. Mais le lac ludien de Cosne n'implique nullement que la faille de Sancerre ait commencé à jouer ; tout au plus peut-on y voir les signes avant-coureurs de l'affaissement du fossé.

A l'Oligocène le rythme devient plus ample et plus puissant. Les lacs sannoisiens sont plus vastes et plus groupés que les précédents. La mer stampienne pénètre plus profondément vers le sud qu'aucune autre mer tertiaire et vient mourir contre une flexure assez ferme qui passe précisément entre Nemours et Souppes. On y voit le dépôt sableux s'amincir très rapidement, dégénérer en grès calcaire, sans entamer beaucoup le rivage, du moins de ce côté (G. Denizot 1927 p. 195-6). Par contre vers Chartres l'attaque a dû être plus vigoureuse car une flèche de galets de silex fort bien façonnés (poudingues d'Auneau, Saclas...) née sur cette bordure occidentale du golfe ferme presque entièrement celui-ci. Mais le premier lac de Beauce (Chatlien m.a) se substitue presque en continuité à l'extension marine et ses dépôts s'étendent plus loin vers le S.E. et le Sud à même le lacustre ludien et la craie. C'est bien la preuve que la sédimentation a réussi exactement à compen-

ser l'œuvre de la tectonique (flexure) et que la pénéplaine est rétablie.

Mais on sait par ailleurs qu'au Stampien le fossé auvergnat a été envahi par une lagune originaire du Sud avec toujours le même jeu d'équilibre entre la subsidence et les progrès de la sédimentation ; là encore on assiste à une dégénérescence du golfe en milieu lacustre et le Chattien puis l'Aquitaniien achèvent le comblement, de telle sorte que la pénéplaine éogène sur socle cristallin devait se trouver en continuité topographique avec le dépôt lacustre de la Limagne (M. Derruau 1949). On sait enfin que depuis peu des lambeaux isolés d'un Stampien à faciès saumâtre (ou lacustre ?) ont été retrouvés en divers points du couloir ligérien (Darvoy et Chaingy de part et d'autre d'Orléans, tous deux en sondage, Fondettes près Tours, Noyant à l'est de Baugé..., voir G. Lecointre, P. Marie, R. Soyer 1950 p. 11) (12). On admettait jusqu'ici que les dépôts stampiens bourbonnais et parisiens n'étaient jamais entrés en contact. Faudra-t-il concevoir un ennoïement plus vaste, mais ayant laissé bien peu de traces ? Tout cela paraît bien impliquer, au moins pour le Bassin de Paris méridional, non seulement la platitude mais la quasi horizontalité dans les sens Nord-Sud comme Est-Ouest.

Le sable de Fontainebleau, purement siliceux, de type parfois un peu fluvial surtout à la base, le plus souvent marin, est entièrement privé de feldspaths. Les socles méridionaux, quoique découverts, n'ont donc fourni aucun apport. D'où vient alors le sable ? Selon A. Rivière (1943) tous les grès disséminés à la surface du bassin du Loing et de l'Yonne ne sont pas sparnaciens (et d'ailleurs la deuxième édition de la feuille Sens l'envisageait bien ainsi). La distinction n'est pas facile à faire et le seul critère de dureté ne vaut pas grand chose car dans le poudingue de Nemours il existe des plages fort mal consolidées, tandis que certains grès stampiens sont quartzitiques : en outre dans un grès très silicifié le nourrissage des quartz par la silice secondaire donne un aspect anguleux à des grains primitivement émoussés. Mais enfin A. Rivière estime (et G. Demarcq le suit) que beaucoup des grès de la feuille Auxerre sont stampiens. P. Jodot l'a suivi sur la deuxième édition et en a notamment couvert la Forêt d'Othe. Il en résulte que l'alimentation du golfe parisien devrait être cherchée dans cette direction. Or, si l'on examine le tableau des cortèges de minéraux lourds donné par A. Vatan (1947 b Pl. VII) étage par étage, on constate une identité quasi absolue entre ceux du Stampien et de l'Albien. Dans ces conditions on peut penser que le gros du sable de Fontainebleau serait ici formé de sable

(12) Sans parler du bassin de Rennes, de l'Alsace. On sait aussi que J. Tricart n'hésite pas à étendre le golfe parisien jusqu'à cette dernière par-dessus le nord de la Champagne et de la Lorraine (1948-9, p. 115). Selon M. Cholley (1956^a et ^b) une bonne partie des grès du Perche seraient également stampiens. Actuellement le texte du *Lexique Stratig. Intern.* (Stampien-Rupélien) accepte l'idée d'une extension continue de la mer stampienne de la Basse-Loire au bassin de Rennes et au bassin de Paris.

albien remanié ; et certes la morphoscopie ne s'y oppose pas (13). Actuellement l'Yonne pénètre dans la zone crétacée par une sorte d'énorme percée conséquente développée autour de Joigny où l'Albien affleure largement. De plus nous décrirons bientôt d'importants dépôts de cet âge au nord de Clamecy.

Telle serait la région originelle du célèbre sable de Fontainebleau. Mais encore une fois le Morvan n'a rien fourni et la finesse et la propreté du sable crétacé n'exigeaient pas de vigoureux agents de transport (14). A nos yeux la pénéplaine continue à régner dans le bassin de l'Yonne et du Loing jusqu'à la fin du Stampien. Or au nord de la Seine, la subsidence à peu près continue pendant le même laps de temps a enfoui une série de surfaces d'aplanissement (infra-tertiaire, post-lutétienne, post-sanoisienne...). Comme l'a montré à plusieurs reprises A. Cholley (par exemple 1956 a), la Seine est donc à l'emplacement d'une charnière importante, au sud de laquelle une plus grande stabilité tectonique a permis à chacun des aplanissements éogènes de venir se fondre dans une surface de nature polygénique.

C 552. — EXTENSION DANS L'ESPACE ET DANS LE TEMPS DE LA « PLAINE MEULIÉRISÉE » PARISIENNE

A la fin de l'Oligocène (m.,a) un immense lac s'est étendu dans la région parisienne et fort loin au nord jusqu'à une latitude inconnue. Ses dépôts à faciès siliceux n'étaient pas asséchés que déjà sa partie méridionale s'incurvait sous l'effet d'un gauchissement prononcé, de sorte qu'à peu près en continuité stratigraphique il était fossilisé par les diverses molasses aquitaniennes (molasse de Varennes, du Gâtinais, de la Voise... : m.,b) ou par un nouveau faciès lacustre (St-Marc). Enfin en progression vers le S.O., s'accumulait le calcaire de Beauce proprement dit (m.,a).

Dans le bassin moyen du Loing, les dépôts du premier lac de Beauce meurent progressivement à la surface de la pénéplaine stampienne. Vers le parallèle d'Ablis, ceux du deuxième lac s'éteignent de même en continuité topographique parfaite avec ceux du premier. Nous savons (chap. A4) que vers le S.O., ces mêmes dépôts s'ajustent parfaitement au niveau d'une surface d'érosion

(13) Selon C. Klein le Stampien de l'ouest du bassin de Paris serait remanié du Cénomanién (renseignement oral).

(14) On ne sait jusqu'où le golfe oligocène s'est réellement avancé. Le faciès marin du sable des grès, invoqué par Rivière, ne prouve rien puisque l'Albien a déjà cet aspect. Une remarque s'impose toutefois. Ce sable fin à morphoscopie marine que nous avons décelé dans le bassin de l'Ouanne (chap. C 53/3) peut aussi bien être stampien que sparnacien. Et de même de beaucoup de sables qualifiés d'écènes plus au nord. Mais comme sous le lacustre éocène d'Ambréville nous avons récolté un sable en tout point semblable à du stampien, on voit que le problème devient insoluble (mais seulement dans l'hypothèse où le lacustre d'Ambréville a été correctement daté). Au total le plateau crétacé du Loing a été jonché pendant la première partie du Tertiaire par des sables albiens remaniés, mais il est bien difficile de savoir quand.

polygénique établie sur le Crétacé de Valençay et qui décape l'antichlinal de Graçay. La pénéplaine aquitanaïenne de ce côté est parfaite, comme vers le nord ; la sédimentation encore une fois a compensé exactement la subsidence. Du côté de l'est, on ne sait pas exactement où s'arrêtait le lac de Beauce car l'érosion, grâce au banc de molasse intercalé entre les deux dalles lacustres, a permis l'apparition de la côte gâtinaise. Un chapelet de buttes la précède vers l'est. A la latitude de Puiseaux-Rumont... leur sommet se trouve vers 140 m ce qui est précisément aussi l'altitude de la plate-forme de calcaire du Gâtinais (m.,a) à l'est de Nemours. Il est donc vraisemblable que la pénéplaine aquitanaïenne, ayant conservé son horizontalité dans cette direction, passait progressivement d'un niveau lacustre à l'autre. Plus loin vers l'est encore quelques buttes de sable stampien couronnées d'un reste de meulière représentent seules l'assise beauceronne inférieure. Notre pénéplaine doit être logiquement cherchée à leur sommet. Elle s'élève actuellement dans cette direction et atteint 160 m sur les bords de l'Yonne (St-Aignan). C'est à sa surface que s'est épandue la nappe des sables granitiques burdigaliens progressant vers le nord (chap. C5).

Nous venons donc de reconstituer dans le Gâtinais exactement la démarche qui fut celle d'A. Cholley lorsqu'il publia ses célèbres articles relatifs à la morphologie de la Région Parisienne (1943). La tentation est grande évidemment d'établir un raccord entre ses conclusions et les nôtres, d'autant plus que le bassin du Loing est également aux portes du domaine étudié par J. Tricart (1948-9).

L'entreprise est facile à condition qu'on s'attache à préciser le sens de certains mots-clefs, tel celui de « meulièrementisation » qui ont été parfois curieusement déviés de leur sens initial. La publication de M. Cholley eut une importance considérable parce qu'elle révéla les méthodes de l'analyse morphologique d'un bassin sédimentaire à toute une génération d'étudiants qui y apprirent avec quelle rigueur l'étude d'une forme de relief devait être associée à celle des dépôts contemporains de son élaboration. Ainsi fut découverte la surface d'aplanissement la plus considérable de la Région Parisienne à la fois par son extension et par son rôle morphologique.

La surface remarquablement plane du Hurepoix est dite meulièrementisée parce qu'elle fut réalisée aux dépens d'un calcaire lacustre siliceux (premier lac de Beauce) dont la meulière est le faciès le plus fréquent. Cette silice est-elle liée à la sédimentation lacustre, ou est-elle le produit d'un concrétionnement ultérieur associé à l'effort d'aplanissement ? La question mérite examen, mais du point de vue du morphologue attaché à la reconstitution du processus érosif son intérêt est mineur. Et c'est ce qu'a dit expressément Mr Cholley (p. 8) qui se refuse à choisir entre des théories sur lesquelles les spécialistes ne sont pas d'accord eux-mêmes. Par contre, ce qu'il importait de décrire, c'était la structure même de la pellicule détritico, témoin du passage de l'érosion en nappe. Or la description qu'on nous en donne est formelle. On y trouve en fragments souvent petits des plaquettes de meulière émousées emballées dans une argile sableuse, pêle-mêle avec des morceaux de grès ferrugineux, des éclats de silex, souvent patinés par un

enduit violacé. Des sables grossiers noyés dans une argile blanchâtre kaolinique d'origine feldspathique s'y trouvent inclus, parfois étalés en nappe assez épaisse. Ce sont les « sables de Lozère », prolongement de ceux de Sologne. Le tout repose sur la meulière plus franche, encore que disloquée en gros blocs enchassés dans une argile rougeâtre. Les sables feldspathiques y pénètrent en poches, en filets, s'insinuant entre les blocs. L'épaisseur du banc est fort inégale, parfois réduite à une pellicule, de telle sorte que le sable stampien affleure presque (voir par exemple la tranchée de la route de Chartres à Paris, peu avant Rambouillet, ainsi que J. Tricart, 1948-49, p. 12). De petites failles, de légères ondulations affectent l'assise beauceronne, mais toujours la surface topographique les nivèle si bien que la dalle de meulière n'a toute son épaisseur que dans les zones déprimées.

Par conséquent, la surface est dite « meulierisée » parce que l'élément essentiel de ses dépôts est formé d'éclats de meulière. Mais il est évident que l'aplanissement est miocène, contemporain de l'épandage des sables granitiques, sinon postérieur. Vers le sud, la surface passe en parfaite continuité sur le dépôt aquitain du deuxième lac de Beauce, toujours jonché de sables de la Sologne. Plus loin, c'est à la surface de celle-ci qu'il faut la chercher. C'est pourquoi, quand l'auteur débord le cadre de la Beauce au nord, il emploie le terme de surface oligo-miocène (« La surface oligo-miocène (burdigalienne)... » 1953 p. 15). Elle finit en effet par passer en Brie orientale sur le lacustre sannoisien ; vers le nord on la retrouve au sommet des buttes de Villers-Cotterets (meulière de Beauce m.,a), mais en Picardie, elle devait s'étendre sur une pellicule éocène conservée à même la craie (Ph. Pinchemel 1952-4 p. 121). Vers le S.-E., c'est le calcaire de Champigny qui la supporte un moment avant qu'elle ne passe sur l'argile à silex, le Sparnacien ou la craie du Sénonais et de la Puisaye. Cette surface d'aplanissement a donc une histoire complexe. M. Cholley montre qu'elle est née de la plaine d'émersion du golfe stampien, vite transformée en extension lacustre. Mais la subsidence de la Haute-Beauce tend à remettre en cause l'horizontalité du dépôt chattien. L'accumulation du calcaire aquitain puis des sables de Sologne réussit à compenser les effets négatifs de la tectonique et M. Cholley va même jusqu'à dire que le dernier épisode de cette lutte est la transgression falunienne.

Ici, quelques remarques s'imposent. La plaine n'a jamais été aussi réussie qu'à la fin du Chattien (m.,a) quand s'assèchent les calcaires siliceux, et notamment dans la Région Parisienne et plus au nord. Ensuite ce n'est pas à un perfectionnement de la surface qu'on assiste, mais bien plutôt à des tentatives de destruction. De cette dialectique puissante entre la tectonique, l'érosion et la sédimentation, la résultante n'a pas toujours été la persistance de la surface d'aplanissement oligocène. Dans la Région Parisienne il semble bien en effet que, pendant la majeure partie du Miocène, la pénéplaine ait pu se maintenir. D'où les aspects classiques du Hurepoix. Mais ailleurs, il n'en a pas toujours été de même.

Quand nous décrivons (chap. A4) la surface aquitainienne s'épanouissant en dépit du modeste anticlinal de Graçay ou des

failles de Saint-Florent-sur-Cher autour des rives du lac de Beauce (le deuxième), c'est d'Aquitanien au sens strict que nous parlons. Au début du Miocène les déformations, d'abord très modérées, ont permis l'écoulement des sables granitiques le long de l'axe du Cher, sur un front assez vaste, si bien que pendant cette période de transition on peut estimer que la surface des plateaux encadrant Valençay, comme celle qui régnait à l'emplacement du futur Sancerrois, a pu continuer à se façonner. Mais à la fin du Burdigalien (m²) les choses ont bien changé. Le duel qui se poursuit encore dans la Région Parisienne a tourné ici à l'avantage de la tectonique. De lourdes boursouflures sont nées, qui plus jamais ne seront réduites. Des flancs du Sancerrois dévalent des masses de sables et de silex qui jonchent la Sologne d'un dépôt caillouteux. Or, ce glacis continue à s'étendre vers le nord. C'est alors sans doute que s'aventurent en Beauce les silex patinés émoussés décrits par M. Cholley et que la surface « meulièreisée » du Hurepoix acquiert sa structure.

Il faut donc bien se garder de confondre surface « meulièreisée » et dalle de calcaire lacustre chattien à meulière (m.,a). L'une supporte l'autre au nord d'Ablis et d'Etampes certes, au prix d'une minime destruction. Mais par exemple, au sud de Nemours, à l'ouest du Loing, le plateau de calcaire du Gâtinais (m.,a) ne représente pas la surface. Il est dominé en effet par les buttes de la côte gâtinaise et c'est au sommet de celle-ci, donc sur la calcaire aquitanien, qu'il faut la chercher. Par contre à l'est de Nemours, dans les bois de Nanteaux, l'Aquitanien ne s'est probablement pas étendu. La surface repose là sur le calcaire à mince banc de meulière du Gâtinais, et nous y avons effectivement signalé des sables feldspathiques. C'est très exactement ce que M. Cholley a indiqué sur sa carte en courbes des déformations de la surface (fig. 2 p. 89). Les deux cotes 140 de part et d'autre de Nemours correspondent à la butte de Puiseaux (calcaire m.) et aux bois de Nanteaux (m.,a). Seulement, la surface ici est dite « aquitanienne » (légende de la figure). Elle l'est en effet puisqu'elle s'inscrit en Haute-Beauce sur le calcaire aquitanien (m.a). Mais telle qu'on nous la décrit elle est déjà tapissée de sables granitiques. « Burdigalienne » eût mieux valu alors. Distinction minime et quasi formelle pour la Région Parisienne certes, mais qui devient capitale vers le sud.

En effet, cette surface oligo-miocène (A. Cholley 1953 p. 16), l'auteur nous la montre née en climat chaud et encore humide, achevée par pédiplanation lors de la phase plus aride du Burdigalien. Mais elle n'aurait plus, vers le sud, la perfection qu'on lui connaît près de Paris. Une dorsale de reliefs non réduits après l'Eocène séparerait la Région Parisienne du pays ligérien et du Bourbonnais. C'est évidemment sur les travaux de B. Bomer, de X. de Planhol... que l'auteur s'appuie. Cette fois, nous sommes obligé d'exprimer notre désaccord. Il est exact qu'au Burdigalien le relief sancerrois s'interpose, mais parce qu'il vient de naître. Ce n'était pas vrai ni à l'Aquitanien, ni au Chattien, ni au Stampien.

Autrement dit, ce n'est pas au milieu du Miocène que la surface approche de sa perfection (A. Cholley 1953 p. 16). Elle n'a jamais été si parfaite qu'avant l'arrivée des sables granitiques, à l'Aquitanién supérieur, voire au Chattien.

De son côté J. Tricart décrit à Montmorency (1948-9 p. 122-3) la structure de la meulière, ravinée, brisée, ferruginisée en surface et pénétrée de sables kaoliniques. Il en conclut qu'il ne faut pas confondre surface meulière aquitaniennne et surface burdigalienne qui ici se recoupent, mais ailleurs se séparent (p. 127) (15).

En outre cet auteur, qui croit à une évolution du climat chaud vers l'aridité entre l'Aquitanién et le Burdigalien, pense aussi que des mouvements tectoniques se sont produits dans l'intervalle (p. 129). Il n'en indique ni le lieu ni l'ampleur (sauf une allusion à l'affaissement de la Sologne), mais ne croit pas que tous les reliefs aient pu être réduits. Cette fois notre accord est total. Seulement pour jalonner vers l'est le passage de la surface « oligo-miocène », J. Tricart s'appuie sur des blocs de grès-quartzite épars à la surface de l'argile à silex. Il les croit stampiens, et comme la couche sableuse fut probablement très mince et qu'aucune formation plus récente ne paraît avoir pénétré dans la région il est évident qu'on tient là un mode de reconstitution très satisfaisant. Malheureusement, on l'a déjà dit, la distinction entre grès « sparnaciens » et « stampiens » n'est pas commode. De ces derniers J. Tricart cite des dalles de 200 m de long. L'argument est assez bon, meilleur que celui de la moindre dureté du grès oligocène. Il n'est pas décisif. Le grès du bois du Fauconnay près Courgenay a été traité en Stampien par la deuxième édition de la feuille Sens et ramené en Sarnacien par la troisième. J. Tricart a préféré la seconde. En Forêt d'Othe, P. Jodot auteur des révisions récentes des feuilles Sens et Auxerre qui se partagent le massif, a placé sur la première uniquement des grès sparnaciens et sur la seconde uniquement du Stampien.

Néanmoins nous admettons volontiers que les plateaux crétacés situés au nord de Sens (200 m) et tapissés de débris de lacustre lutétien, ceux à l'est de Courgenay (220-40), ainsi que tout le revers de la Forêt d'Othe qui s'élève de 200 à 300 m, appartiennent à une surface éogène reprise de fort près par le niveau oligocène. Seulement, J. Tricart croit que la consolidation date du Burdigalien parce qu'il associe l'idée de silicification à celle d'aridité. C'est un point sur lequel nous nous refusons à le suivre (voir plus loin chap. D 525). Il y a là des grès stampiens, et on n'en peut dire plus. La Forêt d'Othe est donc une surface polygénique élaborée pendant tout l'Eogène.

Mais M. Cholley (1943 p. 17) rappelle que ces plateaux, saupoudrés de sable fin et grossier, sont creusés de poches karstiques garnies de sable de type granitique. Dans l'une il a même trouvé un fragment de roche cristalline décomposé mais reconnaissable tel qu'on en voit parfois dans les sables de Sologne. De tels sables

(15) Mais la surface « meulière » décrite en 1943 dans le Hurepoix n'était pas aquitaniennne. C'est le mélange continuuel de ces notions de pétrographie et de chronologie qui a fini par brouiller les idées; et il n'est pas certain que les étudiants qui, à l'époque, lurent ces ouvrages aient tous eu une conception claire de ces subtilités. C'est pourquoi dans l'esprit de beaucoup, le terme « meulière » a fini par ne plus se dissocier de l'idée de surface d'érosion, l'une secrétant l'autre (voir plus loin, chap. D 525).

(dits « éruptifs » autrefois) sont signalés sur toute la surface de l'Othe presque jusque Troyes. Ils ne peuvent guère être éocènes. Rappelons aussi que Mme Beaujeu-Garnier signale des « sables granitiques » sur le plateau jurassique au nord de la Terre-Plaine sur une topographie attribuée par elle à la surface oligo-miocène (1948-50 p. 118). Tout ceci nous encouragerait à considérer comme Miocène une partie au moins des sables fluviaux signalés par nous dans le bassin de l'Ouanne (chap. C 53/3). C'est donc sur tout le front du Massif Central, à l'est du méridien de Blois tout au moins, que s'est produit l'épandage miocène, avec le seul hiatus du Sancerrois et sans doute de quelques secteurs de la Puisaye. Aucun obstacle sérieux ne se dressait donc devant lui.

Nous sommes maintenant mieux armé pour revenir à ce qui est notre véritable rôle, l'interprétation d'un relief.

C6 LES COLLINES DE LA PUISAYE

C 61 La surface aquitanienne en Puisaye et en Gâtinais

Le plateau sénonais compris entre Yonne et Loing inférieurs appartient à une surface polygénique achevée à la fin de l'Oligocène. Au début du Miocène une nappe de sables granitiques, sans doute plus épaisse dans l'ouest que dans l'est, l'a emprunté au cours de sa progression vers le nord. A la fin du Burdigalien (m^2) ou au début de l'Helvétien (m^3), ce flot semble écoulé et la plaine règne à nouveau, jonchée de débris caillouteux et sableux. Elle s'ajuste au grand glacis subaride que nous connaissons sur le revers du Sancerrois et qui s'étale sur la Sologne. C'est ce moment que saisit A. Cholley pour définir et caractériser sa grande surface oligo-miocène dans la région parisienne. Par conséquent, dans le bassin du Loing, nous devons chercher à la reconstituer à la surface des sables granitiques que nous avons repérés et décrits dans les chapitres précédents. Mais précisément ce fut pour montrer leur total remaniement par le ruissellement en nappe quaternaire, de sorte que l'entreprise est à peu près impossible. Si l'on en juge par les deux buttes signalées entre Montcresson et Monbouy la nappe a pu recouvrir le calcaire du Gâtinais d'une couche d'une dizaine de mètres, ce qui est déjà considérable. Mais l'a-t-elle fait partout ?

La surface d'érosion sur laquelle ils reposent est l'aquitaniennne, étendue à l'est du Loing tantôt sur les calcaires lacustres chattiens ou ludiens, tantôt sur l'argile à silex voire la craie. Or cette surface est déformée. Observons par exemple les limites de l'extension chattienne dont le littoral fixe un des moments de la genèse de notre grande surface. On le voit éviter non seulement la Forêt de Montargis, qui se comporte actuellement en bloc légèrement soulevé, mais la région de Ferrières-Griselles qui est plus basse ; par contre il s'avance vers l'est dans celle de Chaintreaux-Lorrez, plus haute de 30 mètres. Si l'on prolongeait vers le sud la carte de Mr Cholley (1943, fig. 2, p. 89), et à condition de s'en tenir à la surface aquitanienne au sens strict, on verrait celle-ci se déprimer selon une ellipse dont la partie la plus creuse se trouve immédiatement à l'ouest de Montargis (dont la Forêt, relevée par faille, provoque néanmoins le coude du Loing). Là convergent Ouanne, Cléry, Bez. Or c'est précisément dans ce secteur que l'empâtement par les sables granitiques a été le plus considérable, tandis que plus

au nord la surface aquitanienne qui se relève n'a sans doute jamais été couverte que d'une pellicule (1).

Deux explications possibles. Le gauchissement a pu être contemporain de l'épandage des sables mais ceux-ci l'ont compensé par leur accumulation, de sorte que la pente régulière vers le nord s'est maintenue. Mais si l'on observe que les sables granitiques de Montbouy, Ferrières... se sont chargés même avant le Quaternaire de cailloux assez volumineux on les rapprochera plus volontiers de la dalle caillouteuse de Sologne (m^{2c}) que du gros de la masse. Il semblerait dans ce cas que les déformations aient attendu la fin de l'épandage pour créer les contrepenches que l'on vient de signaler. Ce serait alors la vigoureuse crise morphologique du Miocène moyen, analysée plus haut (chap. B 22) autour de Lamotte Beuvron et en Sancerrois qui aurait rebrassé le matériel, comblé l'ellipse de Montargis. Nuances, certes, mais qui expliqueraient mieux la présence de silex et de chailles fort loin au nord, à même la surface oligo-miocène de la Région Parisienne (Ch. Pomerol, 1951). Il n'est même pas inconcevable, comme l'a suggéré Mr Cholley, qu'un peu d'antécédence ait compliqué le cas du Loing si l'affaissement de Montargis s'est continué un certain temps (2).

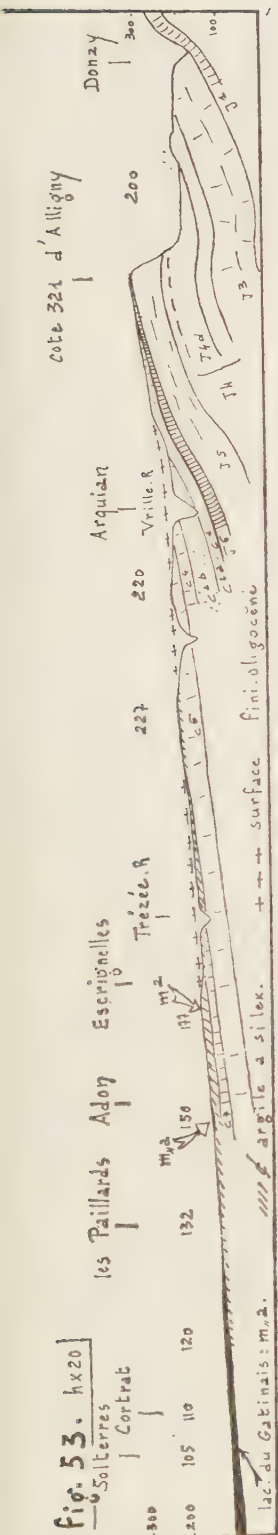
Nous venons donc de retrouver dans le bassin du Loing un schéma évolutif qui est celui du Berry. C'est après l'aquitainien que se produisent les déformations décisives qui créent le relief actuel et orientent le réseau. C'est donc, là encore, la surface aquitanienne qui va servir de jalon fondamental dans l'analyse des reliefs de la Puisaye. Notre premier souci doit être de l'y repérer.

*
* *

De la même façon qu'en Sancerrois, mais avec plus de netteté, un profil s'élevant depuis les dépôts beaucerons jusqu'à la crête de la Puisaye permet de faire avancer le débat. La figure 53 montre la dalle de calcaire du Gâtinais (m.,a) se relevant doucement et régulièrement depuis les parages de Montargis jusqu'à ceux de Châtillon-Coligny. Elle matérialise la surface chattienne mais tout aussi bien l'aquitainienne comme on vient de le voir puisque les formations de cet âge (molasse et calcaire de Beauce supérieur) ne paraissent pas s'être étendues dans ce secteur. Jusqu'à Adon l'ascension se fait d'une manière rigoureusement rectiligne. Au-delà les jalons calcaires manquent mais il est visible que la surface

(1) Surface aquitanienne : 90-5 à l'ouest de Montargis; 100-110 vers Ferrières; 130 à Chaintreaux et 145-50 au N.-E. (Lorrez); 136 dans la montagne de Trin, mais 158 vers l'est (Saint-Aignan) et 180 près de Pont-sur-Yonne; au nord de la Seine, 143 au mont Vernou près de Montereau, mais 200 au N.-E. de Provins, 180 enfin près de Coulommiers (Doue).

(2) Nous apporterons quelques arguments à l'appui de cette idée quand nous aurons étudié le couloir ligérien entre Cosne et Gien (chap. E 13). On notera en attendant l'insuffisance de la notion d'« adaptation à la structure » d'un réseau. Le Loing s'est établi sur le grand glacis miocène tapissé de sables granitiques qui s'inclinaient depuis la Puisaye et la forêt d'Orléans vers le « creux de Paris ». Au cours de son enfoncement, il s'est trouvé, à l'aval de Montargis, à contre-pendage de la surface aquitanienne; mais grâce à l'amincissement rapide vers le sud du lacustre éocène et surtout des sables stampiens, la craie n'en reste pas moins inclinée vers le nord. C'est donc à travers un jeu de désadaptations et de réadaptations successives, que l'impulsion initiale s'est maintenue.



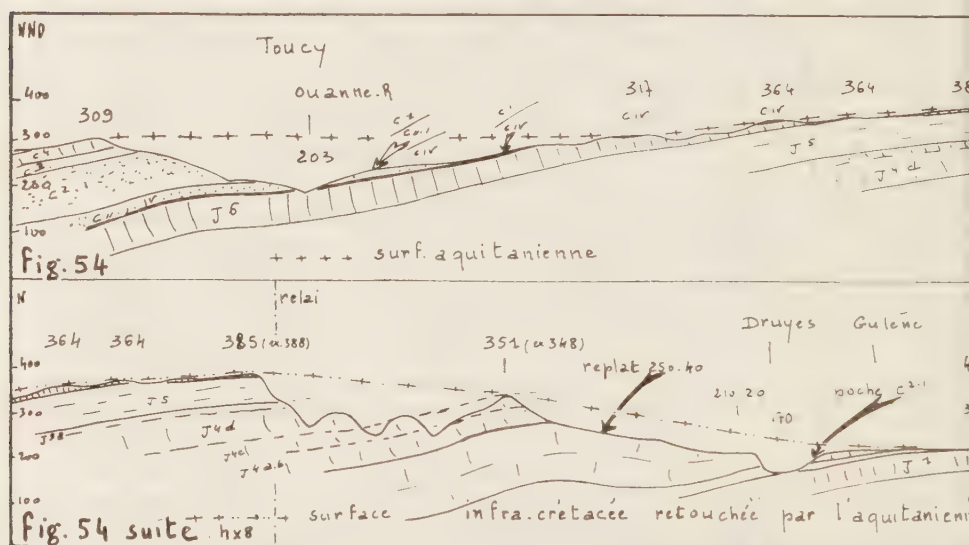
continue à épouser la plate-forme crétacée jonchée d'argile à silex, de sables miocènes... (un léger décrochement au passage de la Trézée semble dû toutefois à une petite faille contraire plus récente).

Jusqu'à la Vrille la surface reste polygénique, liée aux topographies éocènes. Au-delà elle s'attaque au matériel essentiellement sableux du Crétacé moyen, car dès la route Myennes-Saint-Amand on retrouve une topographie extrêmement plane, tranchant les assises en biseau jusqu'à se fondre, à même le calcaire portlandien (j⁶) dans la surface infra-crétacée exhumée. On ne s'étonnera donc pas de trouver loin au nord de la Vrille, dans le manteau limoneux qui coiffe l'argile à silex (Saint-Amand, Saint-Fargeau, Courtenay), des éléments ferrugineux caractéristiques empruntés au Crétacé inférieur et moyen. La continuité des profils est telle qu'on ne peut hésiter à présenter ici Puisaye et Gâtinais comme un bloc basculé, inclinant la surface aquitanienne d'au moins 200 mètres. Le mouvement ne peut donc pas être antérieur au Miocène (3). Seulement on est surpris par la rapidité avec laquelle disparaît le Crétacé. Une flexure, très visible à l'emplacement de la Vrille explique le phénomène. Quand est-elle apparue ?

Elle ne peut être contemporaine de la sédimentation car sables albiens et craie turonienne sont encore très puissants sur la rive droite de la rivière. On sait que la transgression sénoniennne a porté ses silex par-delà le Nivernais jusque sur les pentes du Morvan. De plus, la présence de sables albiens en plein Nivernais et autour de Clamecy est certaine (voir plus loin). Plus à l'est vers les sources de l'Ouanne, on retrouve le même dispositif (fig. 54) avec une netteté encore plus grande car la surface infra-crétacée est dégagée sur plus de 10 km en continuité topographique parfaite avec celle de l'argile à silex. Là encore une flexure située vers Toucy a provoqué la rapide disparition de toute la masse sableuse. Mme Beaujeu-Garnier (1956, p. 65) dit que dans cette région « la surface infra-crétacée a été retouchée par un aplanissement du début du Tertiaire ». C'est du même coup donner un âge bien précoce à la flexure. Elle serait alors

(3) La formation des poches karstiques où dépôts éocènes, sables stampiens et miocènes se sont trouvés enfouis pourrait avoir débuté à ce moment. Il est probable toutefois qu'elles ne se sont approfondies qu'avec l'encaissement des vallées.

probablement infra-sénonienne car la transgression du Crétacé supérieur a réalisé sur tout le front compris entre Yonne et Cher une véritable discordance ; le Turonien par exemple ne parvient jamais jusqu'à la côte. Mais ce phénomène implique-t-il un accident aussi brutal ? La carte géologique porte il est vrai, entre les sources du Loing et celles de la Vrille, une forte avancée du signe c_7 barré à même l'Albien progressivement aminci. Mais il s'agit précisément d'une cartographie discutable. Cette pseudo-argile à silex qu'on peut voir au N.O. de Treigny (cote 304) n'est rien d'autre qu'une pellicule de silex brisés à demi-roulés, épars à la surface du sable. La moindre carrière (route de Saint-Amand) montre ceux-ci jusqu'en haut du versant et le fait autorise une tout autre interprétation.



Remarquons aussi que la flexure responsable de cet état de choses jalonne le front de la côte depuis Toucy (et sans doute Auxerre) jusqu'à la Vrille, par Moutiers, Saint-Amand et Arquian. Après quoi elle se rabat vers le sud jusqu'à Cosne. Dans cette section elle se transforme en faille, et si le tracé de celle-ci est rendu un peu incertain par la difficulté des observations (les auteurs de la carte n'en garantissent pas toujours le dessin et même la réalité : P. Jodot et P. Lemoine, 1941-2), le fait n'en demeure pas moins que Portlandien et Crétacé moyen continuent à s'affronter d'une façon brutale. Or la faille de Cosne, axée sur les grands accidents de la Limagne, n'a jamais passé pour être infra-tertiaire, mais bien plutôt oligocène. En outre, si la plate-forme décalifiée qui encadre l'Ouanne au nord de Toucy est bien éogène, elle est aussi aquitanienne selon le schéma rappelé au chapitre précédent. Là encore, c'est donc la pénélaine fini-oligocène qui tranche la flexure de Toucy et dégage la surface infra-crétacée de Taingy.

Or sur la crête de Puisaye s'étale la nappe des « cailloutis à chailles roulées » de P. Jodot. On a déjà décrit (chap. C 52) vers Alligny ce mélange de galets marins et de chailles simplement émous-sées. Vers Bouhy (La Valotte...) celles-ci deviennent presque exclusives. Elles seules représentent réellement un épisode de type continental. Leur forme souvent si régulière est presque originelle, les retouches, toujours minimes, ayant été facilitées par le caractère plus friable, parfois presque spongieux de leur partie externe. Il n'empêche qu'elles sont empruntées à l'Argovien (J2/3), au Callovien (J1), au Bathonien (J);

elles ont subi un transport depuis le Nivernais puisqu'elles reposent maintenant en Puisaye sur du Portlandien (J⁶) ou du Crétacé inférieur. Or le Nivernais a été faillé, évidemment au Tertiaire, et probablement plus près du milieu de celui-ci que de son début.

Tout cela incite à penser que la flexure de la Puisaye, liée à la faille de Cosne, est un accident antérieur à l'Aquitanien mais sans doute de peu. Rappelons en effet que plus à l'ouest (Levroux, Graçay, Saint-Florent-sur-Cher) l'aplanissement aquitanien a triomphé d'une tectonique modeste mais évidente, et postérieure à la fin de l'Eocène puisqu'elle brise le lacustre de Mehun-Vierzon. En outre on n'ignore pas que les seuls accidents clairement datés de la France hercynienne sont précisément les failles de la Côte d'Or rapportées, grâce au conglomérat saumon à Hélix Ramondi, au Chattien (m.a) ; et de même aussi des accidents de la Limagne ou du moins de la phase essentielle de leur mise en place (M. Derruau 1949). Par conséquent, si dans la majeure partie du bassin du Loing la surface aquitanienne a réincorporé pour l'essentiel les topographies éogènes, il n'en est plus de même sur la partie la plus élevée de la Puisaye. Là, grâce à une tectonique vraisemblablement fini-oligocène, le grand aplanissement s'est annexé un domaine entièrement neuf, libéré de tout polygénisme.

Pas pour longtemps puisqu'on a vu la surface aquitanienne retrouver très vite l'infra-crétacée et s'y maintenir. A peine sensible vers Alligny, déjà plus clair à Bouhy, le phénomène prend toute son ampleur au-delà des sources de l'Ouanne, s'épanouit dans le Tonnerrois et n'est nulle part plus net que dans le Barrois (J. Tricart 1956 a p. 49-50). Or nous l'avons constaté aussi au sud de Valençay (Levroux, Guilly). Le contraste lithologique entre les sables albiens et le dur calcaire portlandien explique évidemment que la surface infra-crétacée se comporte en surface structurale. Cela ne suffit pas toutefois à expliquer l'immunité dont elle semble jouir. Contentons-nous pour le moment de la considérer comme un fait extrêmement général dans le Bassin de Paris.

Or il est capital pour notre démonstration et va permettre de pousser l'enquête vers le sud. Il est en effet peu probable qu'après avoir détruit toutes les assises crétacées, l'aplanissement aquitanien en ait à nouveau sauvé une masse importante plus près du socle. Par conséquent, mis à part quelques minces placages de sables albiens ou de silex sénoniens, nous ne devons plus nous attendre à retrouver notre surface ailleurs que sur des formations jurassiques. De deux choses l'une alors ; ou bien elle les aura entamées, ou bien elle aura au mieux, épargné l'infra-crétacée. Si donc nous pouvons repérer des traces suffisamment nettes de cette dernière, nous tiendrons du même coup des preuves du passage de la grande surface fini-oligocène (4).

(4) Le postulat évidemment, c'est que nous devons croire à l'ampleur et à la perfection de cette dernière. Jusqu'ici rien ne nous a permis d'en douter.

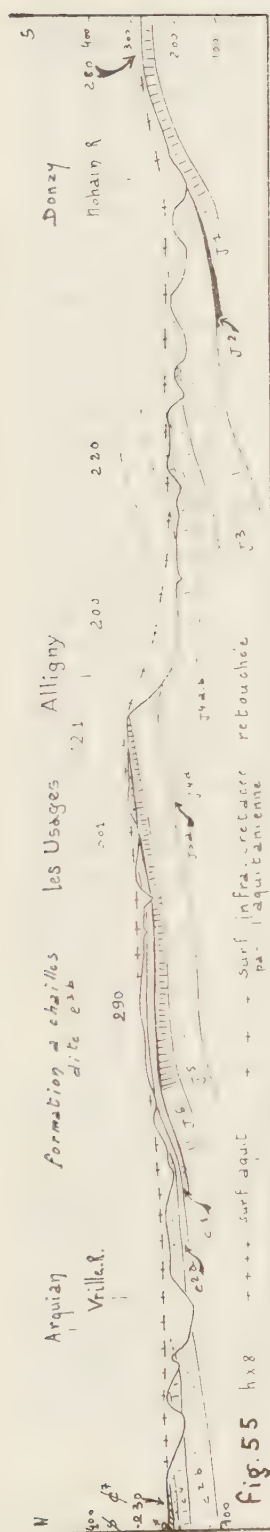
C 62 L'origine tectonique des reliefs de la Puisaye

Dans son ascension vers le sud la surface aquitanienne est parvenue, vers Alligny-Bouhy, à 320-330 m. Au-delà s'ouvre le couloir de la Puisaye calcaire, étroite bande déprimée à 200-230 m qui prolonge vers l'est les terrains et les paysages de la Champagne Berrichonne.

De Bouhy à Entrains, comme d'Alligny à Donzy, il n'y a guère plus de 10 km, et déjà s'enlèvent les pentes boisées du massif nivernais dont les premiers contreforts dépassent souvent 300 m. La Puisaye jurassique fait donc figure de dépression subséquente au pied de la cuesta portlandienne, encore que les durs calcaires lusitaniens (j⁴⁻³) soient peu aptes à étayer une interprétation du relief par érosion différentielle. En fait c'est tout le problème de la côte sancerroise, de son piédestal jurassique plus exactement, qui se pose à nouveau. Même talus modelé dans les marno-calcaires kiméridgiens mais se prolongeant vers le bas au sein d'assises dépourvues d'horizon argileux ; même minceur de la dalle portlandienne qui parfois n'apparaît que sur le revers, tranchée par la surface infra-crétacée. La puissance des étages qui forment la dépression n'a guère varié depuis le Berry : une bonne centaine de mètres pour le Séquanien (voir D. Reyre 1943), sensiblement autant pour le Rauracien que des îlots coralliens rendent plus résistant encore. En outre la Nohain jalonne une flexure vigoureuse qui permet au massif nivernais de prendre de l'altitude (5). Or, Callovien et Bathonien qui le composent comportent des horizons marneux qui n'existent pas dans les calcaires de la dépression. Par conséquent, si l'escarpement d'Alligny-Bouhy peut s'interpréter en cuesta, celui de Donzy devient à peu près incompréhensible car les contrastes lithologiques ne jouent pas en sa faveur.

Observons enfin que les pentes nivernaises sont tapissées d'argile de décalcification, rougeâtre, chargée de chailles non roulées et de concrétions ferrugineuses. Elles rappellent donc les plateaux d'argile à silex crétacés, et c'est bien ainsi que l'entend la carte (Clamecy 2^e édition) à la suite de P. Lemoine (1912-3 p. 42) qui emploie le même type de signe : C et J barrés. Elles rappellent aussi les régions situées au sud de la Champagne Berrichonne où les mêmes étages du jurassique moyen (j^{1-IV}) ont été affectés par une décalcification analogue et portent en outre d'abondants placages sidérolithiques et lacustres. Des formations semblables se retrouvent d'ailleurs en plein Nivernais (Beaumont-la-Ferrière). Il y a donc de fortes probabilités pour que les contreforts nivernais aient, eux

(5) C'est elle, et un pendage plus fort dans les assises j^{3.4} qui expliquent l'étranglement de la dépression de Puisaye par rapport à la Champagne Berrichonne.



aussi, appartenu aux topographies éogènes. Or la surface aquitannienne n'a pu que réaménager ces dernières. C'est donc elle en définitive qui s'élève vers le sud depuis la rive gauche de la Nohain où on la retrouve à une altitude beaucoup plus faible que sur la crête de Puisaye. Ascendante depuis Montargis, la grande surface fini-oligocène a donc subi une inflexion analogue, en plus souple, à une faille de style contraire. Du même coup se trouve définie la gouttière de la Puisaye et sa « cuesta » (fig. 53 et 55).

Comme à l'ouest de la Loire la répartition des volumes orographiques ne peut guère s'expliquer que par la tectonique. L'analogie est telle entre Sancerrois et Puisaye que l'hypothèse s'en trouve singulièrement renforcée. Mais d'autres arguments, plus péremptoirs, peuvent être fournis.

*
**

Le plateau où l'Ouanne prend sa source vers Taingy, Courson-les-Carières... constitue la partie la plus élevée du revers de la côte de Puisaye. Il correspond à des calcaires portlandiens (j⁶) tranchés par la surface infra-cretacée dégagée par l'aquitannienne (fig. 54). L'escarpement est vigoureux puisque le plateau de Taingy (385 m) domine de 150 mètres en moyenne une plate-forme (230-220) rongée de vallons souvent secs affluents de l'Yonne. Comme en Sancerrois, la côte est une ligne de partage des eaux. Cette plate-forme c'est l'extrémité du couloir de la Puisaye qui, étranglé par la Montagne des Alouettes, s'épanouit aux approches de Clamecy. La carte géologique (Clamecy 2^e éd.) y a porté à même les calcaires séquanien et rauraciens (j⁴⁻³), ainsi que sur le Callovien décalcifié en surface (J barré 1), d'abondants placages albiens (c¹). Il s'agit selon la notice de « lambeaux de sables et grès ferrugineux rouges ou bruns, associés à des argiles rouges (tuileries) ou à des blocs isolés de grès durs dans lesquels *Trigonia Aliformis* a été recueillie (Vermenton sur la feuille d'Avallon) : les uns et les autres témoignent de l'extension de la mer albiennaise vers le Morvan ». Mme Beaujeu-Garnier rappelle (1948-50 p. 85) que, selon l'auteur de la carte

(P. Jodot), une bonne partie de ces éléments crétacés doivent être considérés comme en place. S'il en est ainsi la surface infra-crétacée, jalonnée par l'Albien très transgressif, passerait au S.O. de Taingy comme au sud de Courson, de 370-380 m à 230-220 m en une dizaine de kilomètres et la torsion anticlinale de la côte de Puisaye serait démontrée.

Que les gisements « albiens » soient tous en place est sans doute beaucoup dire. Même celui de Malvoisine-La Roche, à l'est de la Forêt de Frétoy, qui paraît remplir toutes les conditions énumérées par la notice puisqu'il est associé à une tuilerie, est en fait incrusté à 200 m dans un large vallon sec que dominent des buttes à 240 m. Des remaniements ultérieurs sont donc très vraisemblables car la surface infra-crétacée, partout où on peut l'observer sans équivoque, se montre très régulière. En outre on a cartographié les lambeaux albiens avec trop de générosité. Au sud de Courson, l'un couvre près de 2 km² dans le Bois des Barres. Or très souvent le calcaire y affleure et ce qu'on voit surtout près de St-Laurent, ce sont de gros blocs de grès crétacés, parfois énormes, fort bien émoussés et qui ont donc subi un transport.

La première édition de la feuille Clamecy n'ignorait pas l'existence de ces lambeaux. Elle les croyait d'ailleurs « sparnaciens » (bien à tort selon P. Lemoine 1912-13 p. 42). Sa notice signale près d'Etaiis une extension importante de « sables quartzeux fins et bien stratifiés » reconnus sur 10 mètres. La nouvelle édition a modifié l'emplacement de la tache et l'a considérablement réduite. Actuellement, dans toute cette région d'Entrains à Etaiis, on ne voit plus que des exploitations, abandonnées semble-t-il depuis un demi-siècle, tant la végétation les a réinvesties. Elles affectent la forme de poches profondes mais limitées. Parfois les champs, au lieu de l'argile roussâtre à chailles rubéfiées qu'offre habituellement le Callovien décalcaifié, présentent une consistance plus sableuse et les fragments de grès roux n'y sont pas rares. Rien de tout cela n'est suffisant néanmoins pour garantir la présence de la surface infra-crétacée sur ces plateaux. On peut toutefois faire encore quelques observations plus précises en des points d'ailleurs non signalés par la carte.

Au lieu-dit « La Bobinerie », sur la route Etaiis-Druyes, existe une vaste carrière exploitant le calcaire rauracien (j³). La roche est creusée de poches d'aspect karstique, certaines larges de plus de 10 mètres, remplies d'un sable argileux rouge ou jaune ocre. On y trouve en grande abondance des fragments anguleux de grès ferrugineux (30 cm parfois) et du minerai de fer typique du Crétacé moyen et inférieur (6). Le sable encaissant abandonne au lavage une forte proportion d'argile colorée et laisse un résidu blanc et fin analogue à du sable marin. La

(6) Ce dernier, qui a déjà été décrit en place dans le Sancerrois (chap. C 34) affecte l'apparence de plaquettes très denses, sur la tranche desquelles on voit alterner de minces filets de sablon argileux inégalement ferruginisés, jaune-safran ou noir-violet. Elles ont des formes très irrégulières, se tordent jusqu'à se replier entièrement sur elles-mêmes en forme de conque, prenant des allures de gros coquillages hérissés d'aspérités de limonite très résistantes. Aucune erreur n'est possible quant à leur attribution à l'Albien (à la rigueur au Crétacé inférieur s'il existe là).

majorité des grains y est inférieure à 0,3 mm, la plupart bien émoussés (7), mais il en existe d'assez gros, et fort irréguliers, certains d'origine filonienne. L'abondance des plaques de grès ferrugineux, surtout vers le haut de la poche, le désordre des masses de coloration différente au sein du sable, la présence d'une certaine touche éolienne sur les quartz, et quelques fentes en coin dans le calcaire encaissant, tout cela prouve qu'on n'est pas en présence d'Albien en place. De plus, la poche s'ouvre au flanc d'un léger vallon, sec de type périglaciaire ; sa partie supérieure a donc été tronquée. Il n'en reste pas moins qu'un stock important de matériel albien reposait avec sa structure originelle à même la surface de discordance, avant la formation du karst portecteur.

Situation semblable au sud de Druyes, au-dessus de Gulène. La route de Ferrières côtoie, 10 à 12 mètres sous le plateau (215 m) une série d'exploitations dont l'une présente (8) une belle masse de sable blanc coupée de filets ocres obliques et peut-être stratifiés. Une masse argileuse rousse, très chargée en sable de même nature et en fragments calcaires recouvre le flanc du versant de sorte que le sable n'est atteint qu'à travers cette couverture. Les autres excavations, de même que la franchée de l'ancien chemin de fer, montrent partout le calcaire argovien (j3/2). Nous sommes donc encore en présence d'une poche de type karstique. Le sable blanc est très hétérométrique, chargé de sablon microscopique mais aussi de quartz de 5 à 6 mm. Une certaine proportion des grains est bien émoussée voire « arrondie » (9) ; le reste est grossier ou « subanguleux ». Beaucoup de gros quartz d'origine filonienne ont par contre l'aspect de minuscules galets marins ; ce sont les fameuses « dragées » de l'Albien et on en rencontre en assez grand nombre qui approchent 2 cm. Le sable tire sa blancheur d'une argile très pure, visiblement kaolinique, qui enrobe les grains. Certains fragments de cette argile, chargés de sable, sont à demi silicifiés, et il existe des cailloux anguleux de la taille d'un angle qui sont formés de cette matière bien consolidée en sorte qu'on retrouve ici des aspects familiers ailleurs au sein de l'argile à silex crétacée. Bien des « quartz » sont en fait constitués par des grès siliceux grossiers, sommairement (ou parfaitement) émoussés. D'autres sont formés de sablon agglutiné, tantôt friables, tantôt quartzitiques ; leur opacité ferait croire à la présence de feldspaths qui en fait sont absents. L'argile du versant, plus rose que rouge, parfois blanchâtre, est onctueuse, très certainement formée de kaolinite pure. Le calcaire qu'elle renferme montre que la cryoturbation périglaciaire a contribué à son étalement mais une pellicule sablo-argileuse doit exister sur le plateau, au moins par place. On l'entrevoit, blanche et finement sableuse, au bord d'une mare quand la route cesse de monter. Une tuilerie près de Ferrières l'a exploitée et les produits de cette industrie montrent une pâte essentiellement argileuse renfermant des granules de sablon fin, des fragments de croûte ferrugineuse et beaucoup de paillettes de mica blanc.

Le sable de Gulène est donc fort complexe. Le matériel quartzeux est certainement crétacé, plus précisément albien. Mais la structure de l'ensemble est celle d'un sable granitique très altéré dont tous les feldspaths auraient disparu. L'argile du plateau résulte probablement d'une lévigation des sables avec accumulation des éléments fins dans des mares peu profondes, et le phénomène est sans doute d'origine périglaciaire car des quartz éolisés apparaissent dans la pâte des tuiles locales. Il n'est pas jusqu'à la concentration du sable en poches karstiques, ou du moins l'approfondissement de celles-ci, qui ne puisse être liée à l'action du gel profond. Près de Ferrières (Les Mailloderies) on

(7) L = 0,30 mm. Anguleux : 12 %. Subanguleux : 32 %. Emoussés : 48 %. Arrondis : 8 %. Soit : 56 % de faciès sûrement marin.

(8) Présentait, car elle a été rebouchée en 1959.

(9) L = 0,30 mm. Anguleux et subanguleux : 48 %. Emoussés et Arrondis : 52 %.

peut observer une exploitation de calcaires fissurés dans lesquels le sable du plateau s'est faulilé à la faveur de diaclases béantes. Blanc et propre dans le bas, plus rouge et plus argileux vers le haut, il a dû descendre en même temps que se creusait le vallon voisin, les « coins de glace » contribuant à élargir les joints de la pierre. Or celle-ci porte des traces de dissolution, œuvre d'eaux froides agressives riches en CO_2 , mais nul enduit argileux de décalcification (10). Mais de toute façon la propreté du matériel le plus profond garantit qu'il n'a pas subi de remaniement ni même d'altération pédologique. Il constitue la base d'une formation ayant couvert le plateau avec beaucoup plus d'ampleur.

Or, à l'ouest de Clamecy (Beaumont Arbres) existe un témoin de la nappe crétacée encore plus révélateur. C'est ce large placage dit « e IV » par la deuxième édition au 1/80.000, et que le 1/320.000, pourtant œuvre des mêmes auteurs, estime être albien. Il s'agit d'une dalle gréseuse démantelée, dont les restes couvrent plus d'1 km². Les énormes blocs gris jonchent la lande à genévriers, s'accumulent à la naissance des vallons secs, renouvelant dans ce paysage pelé bien des aspects de la forêt de Fontainebleau. La roche offre toutes les transitions entre le grès le moins consolidé et le quartzite pur. Malgré le nourrissage des grains en silice secondaire, les faces cristallographiques brillantes, les extrémités pyramidales..., on devine souvent l'aspect émoussé du sable originel. Parfois le grès est purement quartzeux et la roche a la couleur claire, l'aspect granuleux et la forme générale des grès de Fontainebleau. Souvent des éléments volumineux, mal dégradés, nagent au sein du sable fin consolidé. En général la très forte majorité des grains est inférieure à 0,5 et même à 0,3 mm ; mais le classement en est mauvais et une substance argileuse banchâtre enrobait le quartz avant la silicification. Dans ce cas on a vraiment l'impression qu'il s'agit du même matériel qu'à Gulène où on a dit que des traces de grésification avortée n'étaient pas rares. En outre, la première édition de la feuille Clamecy signalait au nord de la ville (Sembert-Haut) une poche profonde garnie d'argile pure, 130 mètres au-dessus de l'Yonne.

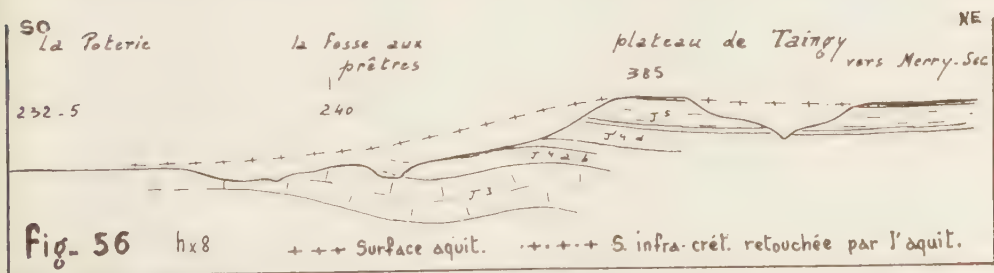
Les trois gisements qui viennent d'être étudiés (Etais, Gulène, Clamecy) présentent donc une grande analogie. Nous reviendrons plus tard sur le problème de l'argile qui imprègne le sable. Au stade du raisonnement où nous sommes parvenu la présence de Crétacé transgressif à la surface de la plate-forme jurassique est le fait capital.

On en pourrait citer d'autres exemples, telle cette autre poche à quelques centaines de mètres au nord de Coulanges-sur-Yonne chargée d'un sable analogue. Malgré un évident remaniement quaternaire et la faible altitude relative (30 mètres), il ne s'agit pas d'une alluvion de l'Yonne car l'élément feldspathique y serait abondant et des fragments de roches cristallines y subsisteraient. En plein massif nivernais, au pied de la faille de Menou, c'est encore du sable crétacé qui sert de gangue au minerai de fer exploité périodiquement, et plus loin, au sud de Varzy (Parigny-la-Rose), dragées de quartz et grès ferrugineux abondent. Il est probable en outre qu'au nord d'Etais les minerais signalés ici et là par la carte sont d'origine crétacée comme ceux de La Bobi-

(10) Il doit en être de même pour beaucoup de ces « cheminées » verticales et garnies d'argile rouge sidérolithique qu'on aperçoit le long du versant du Cher près de Rosières, Lunery...

nerie tout proches ; et non loin se trouve le hameau significatif de La Poterie où la carte figure une « pastille » d'Albien.

Par conséquent on a la preuve que d'abondants témoins de l'étage transgressif albien chevauchent très loin vers le sud diverses auréoles jurassiques et ce, depuis le pied de la côte de Puisaye. On sait qu'il en existe également des traces nombreuses sur les plateaux du Tonnerrois et de l'Avallonnais au nord de la Terre-Plaine. Aucune ne permet de repérer la surface infra-crétacée mais leur abondance, sur plus de 50 km, implique que cette dernière n'a pas été recoupée sous un angle appréciable par les aplanissements tertiaires. De même autour de Clamecy aucun gisement, sauf sans doute celui de Beaumont Arbre, ne peut être considéré comme en « place ». Il n'empêche qu'ils reposent sur différents horizons jurassiques dont la succession vers le sud respecte rigoureusement l'ordre stratigraphique. On passe ainsi, dans le seul cadre de la feuille de Clamecy, du Séquanien au Rauracien profondément tranché, à l'Argovien et même au Callovien (j⁴ à j¹). La topographie tertiaire antérieure aux dislocations tectoniques était donc une héritière directe de la plaine infra-crétacée ; sur un schéma, les deux surfaces doivent rester subparallèles, et probablement peu distantes l'une de l'autre. En tout cas à Etais (La Bobinerie) la présence de grosses plaques de grès relativement fragiles au sein des sables crétacés implique que l'érosion n'a pas profondément entamé le socle calcaire sur lequel ils se sont déposés, sinon le sable aurait été dispersé et on ne trouverait plus à la rigueur que des éclats émoussés et petits des quartzites les plus résistants. C'est précisément le cas, on le verra, pour les gisements « c¹ » portés par la carte sur la lèvre soulevée de la grande faille d'Oisy.



Sans préjuger de l'âge de celle-ci, et nous en tenant strictement aux parages de la cuesta de Puisaye (11), nous constaterons simplement que sur son revers, l'infra-crétacée a été dégagée puis relayée par la surface aquitanienne. Il est donc infiniment probable que la même surface a continué à l'épargner, ou du moins à ne l'entamer que très modérément, en direction du sud. Or les gise-

(11) Néanmoins on devine déjà que dans une bonne part du Nivernais la surface infra-crétacée a servi de thème directeur à l'évolution morphologique tertiaire (voir III^e partie, chap. D 1).

ments signalés, en particulier les argiles et minerais de fer de la Poterie (nord d'Etai), s'avancent fort près de l'escarpement de côte. La dénivellation, qui atteint toujours au moins 80 m et souvent 150 ne peut donc avoir, pour l'essentiel, qu'une origine tectonique. La figure 56 montre ainsi qu'au S.-O. de Taingy l'érosion ultérieure (qu'il n'est pas question de nier) s'est contentée de mettre en valeur une forte flexure affectant la surface aquitaine. Il en est donc de même à l'autre aile de la Puisaye, vers Alligny-Bouhy (fig. 55).

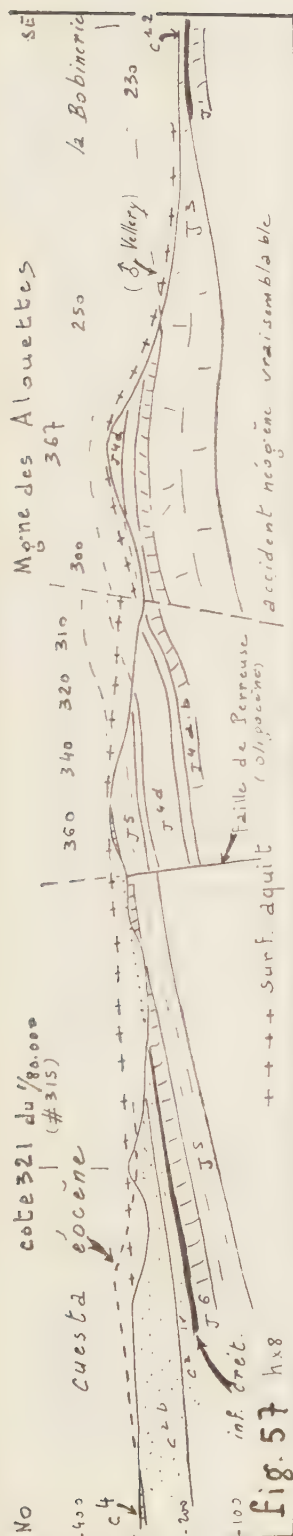
*
**

Le secteur central, entre Bouhy et Thury est plus complexe. Deux grandes failles l'affectent. En outre et surtout, le tracé de la côte devient capricieux ; elle cesse de se cantonner à la limite du Portlandien calcaire et du Kiméridgien marneux ; elle détache une lourde protubérance (Montagne des Alouettes) en plein domaine séquanien, de telle sorte que la dépression s'étrangle et que la notion même du cuesta s'évanouit. Enfin le profil de l'escarpement s'est compliqué car plusieurs gradins apparaissent (12), auxquels s'adossent les villages de Thury et Sougères. Tous ces traits rapprochent de façon saisissante le cas du « piédestal sancerrois » devant Humbligny de celui de la Puisaye centrale. Et de fait, le même schéma évolutif peut leur être appliqué.

Entre Vrille et Loing supérieurs, le plateau est modelé aux dépens d'étages de plus en plus profonds du Crétacé au fur et à mesure que l'on s'avance vers l'est. Turonien et Cénomaniens calcaires disparaissent vite, et c'est la masse épaisse des sables albiens coupés de lits gréseux qui continue à s'élever en continuité topographique parfaite avec la plateforme d'argile à silex. Les sources du Branslin, du Loing et de la Vrille y découpent un dédale de vallons bocagers que dominent quelques buttes résiduelles (cote 315 au N de Saint-Sauveur, cote 321 au N de Treigny) (13), qui composent à elles seules une très modeste version de la « cuesta crélacée ». Les figures 57 et 58 ainsi que la carte (fig. 59) montrent qu'au-delà d'une dépression de type subséquent, assez large mais peu profonde, le calcaire jurassique (Portlandien = j⁶) émerge brusquement grâce à un système de faille à regard occidental (faille de Perreuse et Sainte-Colombe). Cette nouvelle plateforme, où des restes de sables albiens décèlent le passage de la surface infra-crétacée, continue son ascension vers l'est, atteint 330 m à l'ouest de Thury (Le Buisson), 370 à Perreuse ; après quoi s'amorce le versant de la Puisaye calcaire. Toutefois, au sein de la dépression, La Montagne-des-Alouettes hisse les calcaires séquaniens jusqu'à 367 m ; elle prend ainsi figure de « butte-témoin »

(12) L'ombrage de la feuille au 1/50.000^e Courson les Carrières, généreusement distribué, paraît en distinguer quatre.

(13) Cotes de la carte géologique, c'est-à-dire du 1/80.000^e.

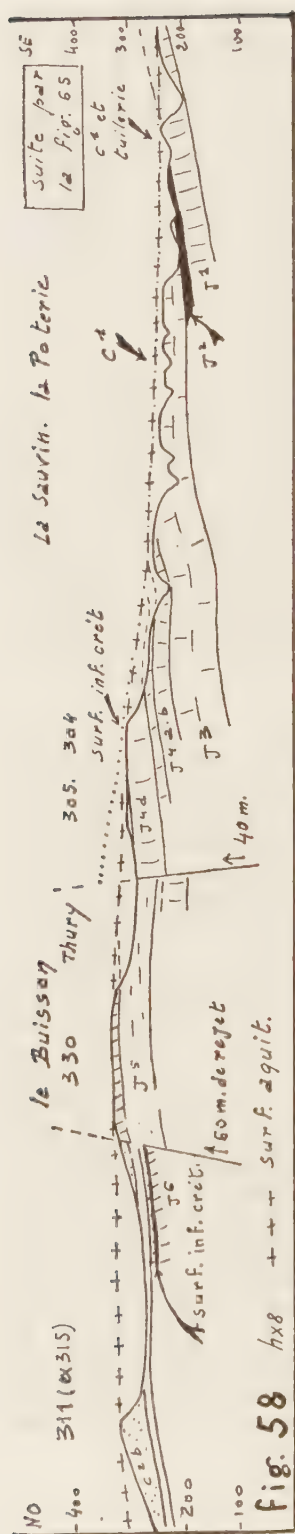


de la grande cuesta jurassique à laquelle elle est d'ailleurs partiellement soudée (fig. 57).

A la cote 321, au nord de Treigny, existe une petite excavation dans le sable albien où, selon la carte, on exploite des grès. Or j'ai eu la surprise d'y constater autre chose que les grès ferrugineux habituels à ce niveau. Il s'agit d'un banc épais de quelques mètres, très diaclasé, formé de dalles superposées esquissant une grossière stratification. La couleur brun-rouge très sombre qui est à peu près celle qu'on s'attend à trouver n'attire pas l'attention de prime abord sur cette formation. Sur le terrain on est plutôt intéressé par de gros noyaux siliceux ou des éclats de silex qui se faufilent au sein de la masse à la faveur des diaclases, noyés dans une argile rougeâtre. Les champs alentour sont couverts de silex plus ou moins émousés que la carte ne signale pas. Or, il n'y a pas de silex dans l'Albien. L'idée d'une surface d'érosion ayant détruit une partie du Crétacé supérieur et moyen et n'ayant laissé subsister que les éléments « insolubles » s'impose donc, et dans l'optique qui est nôtre, c'est évidemment la remarque essentielle.

L'examen en laboratoire de nombreux spécimens récoltés sur place révèle toutefois que le « grès » brunâtre est en réalité fait d'une substance fine, lisse, nullement gréseuse en elle-même, mais dans laquelle nagent une assez grande quantité de quartz clastiques bien arrondis. La pâte est le plus souvent rouge-sombre et dure mais des plages plus claires, jaunes et même blanchâtre y apparaissent ; elles sont alors moins résistantes. L'ensemble rappelle à l'œil, à la loupe ou en plaque mince, le calcaire silicifié de la vallée du Barangeon (Saint-Laurent ; chap. B 332) ; il s'agit évidemment d'un des multiples aspects de la vaste famille sidérolithique.

Cette même matière se retrouve aussi dans les noyaux siliceux grossièrement arrondis qui surmontent la dalle. Il s'agit de concrétions volumineuses (20-30 cm) enrobant des silex à écorce gréseuse (voir chap. A 53). Souvent l'un de ceux-ci est au cœur, enveloppé par une couche de ciment du type décrit à l'instant. De nouvelles couches l'enveloppent, très irrégulières, avec de nombreux vides entre elles ; on y trouve çà et là des quartz façonnés en galets (dragées) de quelques centimètres, des boulettes de la taille d'une noix formées elles-mêmes de fragments de silex enveloppés de ciment siliceux. C'est exactement la structure des grosses concrétions de Saint-Laurent à ceci près que les silex y étaient plus rares. Les phénomènes de remaniement du ciment par lui-même rappellent ce que A. Vatan signale dans beaucoup de calcaires lacustres éocènes



du Berry (1947, p. 136-7). La structure concrétionnée est courante dans ces formations, et par exemple tel niveau du calcaire de Beauce près de Chitenay est formé de marnes dans lesquelles s'individualisent des noyaux formés d'écorces concentriques non toujours adhérentes. Silicification mise à part c'est exactement la structure des concrétions de Saint-Laurent ou de Treigny.

Il semble donc qu'on ait ici, à la cote 321, un dépôt lacustre très probablement éocène supérieur accumulé au pied d'une légère cuesta crétacée. La figure 57 fournit une interprétation de ce dispositif qui a l'avantage de rappeler celui de la région vierzonnaise. A l'ouest de Treigny la carte porte une pellicule d'argile à silex sénonienne (c⁷ barré) à même l'Albien. J'ai déjà dit mon scepticisme devant cette cartographie. La route de Saint-Amand offre, quand on émerge sur le plateau, une exploitation de sable albien qui montre que l'argile à silex, si elle existe, ne peut qu'être infime. Rien de commun avec l'épaisse masse kaolinique, blanche, chargée de gros cherts, qu'on peut observer à Saint-Fargeau. Toutefois les champs sont jonchés de débris de silex très variés, souvent émoussés, parmi lesquels on retrouve des fragments de la roche rouge sidérolithique. On sait par ailleurs qu'autour de la cote 321 de Treigny les silex abondent également, libres. D'où l'hypothèse, très vraisemblable, d'une surface d'érosion ayant détruit la partie supérieure du Crétacé et nivelé la cuesta éocène. La figure 57 montre aussi que la même surface, plus à l'est, retrouve l'infra-crétacée près de Perreuse de sorte que la faille, elle aussi, paraît bien nivelée. Or c'est très exactement ce que nous avons noté au nord d'Alligny sous l'influence de l'aplanissement aquitainien (chap. C 61, fig. 53). La faille de Perreuse et la flexure de la Vrille ont donc des chances d'appartenir à la même génération fini-oligène.

Ce sont toujours les mêmes relations qui apparaissent un peu au nord (Saint-Sauveur, Thury) et la encore le bon sens implique que la surface aquitaine a nivelé la faille de Sainte-Colombe-Saints pour dégager l'infra-crétacée (Le Buisson) : fig. 58 Une nouvelle faille à regard occidental s'interpose à Thury. Elle aussi est nivelée, après quoi la surface aquitainienne responsable des plates-formes

remarquablement régulières qui dominant Sougères et Fougilet s'incurve pour dessiner la dépression de la Puisaye, jonchée de poches d'argile et de minerais crétacés (14).

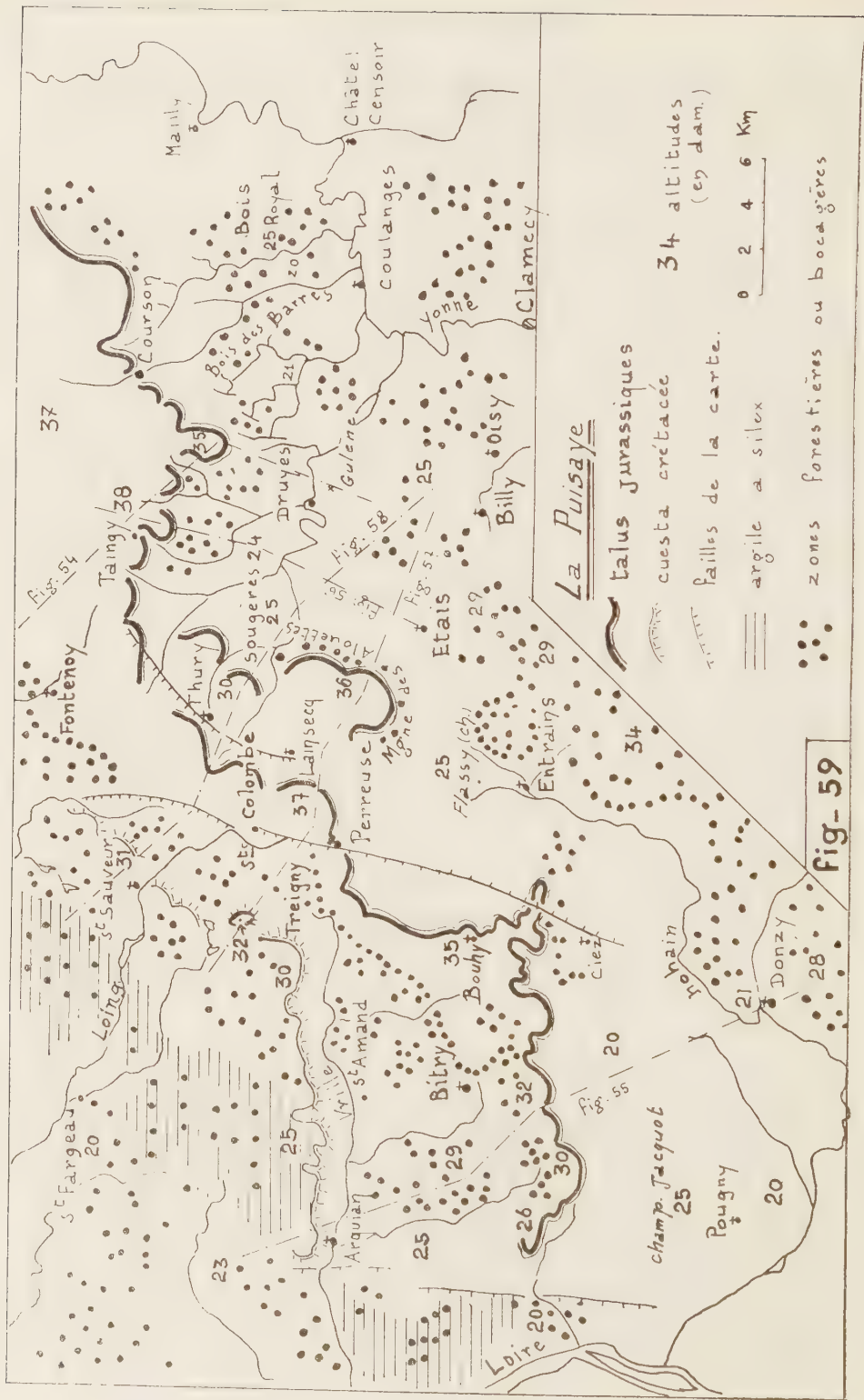
*
**

En guise de conclusion à cette étude on se plaira à souligner la remarquable analogie d'ordre génétique qui rapproche de part et d'autre de la Loire les deux éléments du grand accident topographique séparant les domaines crétacés et jurassiques. En Sancerrois comme en Puisaye le relief est sous la dépendance de la tectonique. Partout le versant nord de la « cuesta » se comporte en bloc basculé, de sorte que la dissymétrie de la flexure charnière préfigure celle du futur relief de côte. Partout la surface aquitanienne a pu être suivie sur la totalité du revers depuis les rives du lac beauceron, aussi bien dans le bassin du Loing que dans celui des deux Sauldre. La déformation l'affecte intégralement; elle est donc au plus tôt miocène.

Néanmoins des mouvements antérieurs à l'aplanissement ont pu être décelés. Sporadiques dans l'ouest (anticlinal de Graçay, failles de Saint-Florent...), ils s'affirment dans l'est. Par Saint-Sauveur, la Vrille et Cosne, on a suivi une flexure assez vigoureuse dégénérant en faille N.-S. et qui a permis à la surface aquitanienne de passer rapidement du Crétacé supérieur presque intact au Jurassique; ainsi la plaine aquitanienne, longtemps calquée au nord sur la surface éogène, a-t-elle pu réincorporer à peu de choses près l'infra-crétacée au prix d'une brève transition, seule libre de toute influence polygénique. On notera, sans qu'on puisse l'expliquer, cette remarquable complicité de la tectonique et des processus d'aplanissement, capable de réaliser aux moindres frais une surface ample et parfaite.

A la même génération fini-oligocène semblent pouvoir être rattachées les deux failles de Thury et Perreuse. Les figures 57 et 58 montrent clairement que la surface aquitanienne les a nivelées. En outre et surtout, celle de Perreuse-Sainte Colombe recoupe obliquement l'axe anticlinal miocène, créateur de la côte de Puisaye. Or elle est partout nivelée, aussi bien sur le revers (bassin du Loing)

(14) Dans ce secteur (fig. 58) la courbure régulière de la surface aquitanienne est presque une garantie de l'exactitude de notre hypothèse tant son style souple s'apparente à celui qui caractérise les gauchissements miocènes autour de Vierzon et en Sancerrois. Quant à l'interprétation donnée pour la montagne des Alouettes (fig. 57) elle est évidemment plus aléatoire. La cassure proposée à l'ouest de ce massif s'impose si l'on tente de respecter les tracés de la carte géologique et la puissance habituellement reconnue aux différents horizons séquanien (notices Nevers, Clamecy...). Mais D. Reyre (1943) a bouleversé cette stratigraphie en lui en substituant une autre tout aussi délicate à lire sur le terrain et non cartographiée de surcroît. Il semble toutefois que le schéma proposé (fig. 57) rende mieux compte de la dissymétrie des deux flancs de la montagne des Alouettes et du col qui la sépare du gros de la « cuesta ». La brusque flexure qui abaisse la surface aquitanienne à l'est de ce massif peut surprendre. Une faille miocène serait possible mais ne s'appuierait sur aucun fait précis. Le même accident brutal existe d'ailleurs à Bouhy, Alligny (fig. 55) et la région de Sancerre nous en fournira d'autres exemples.



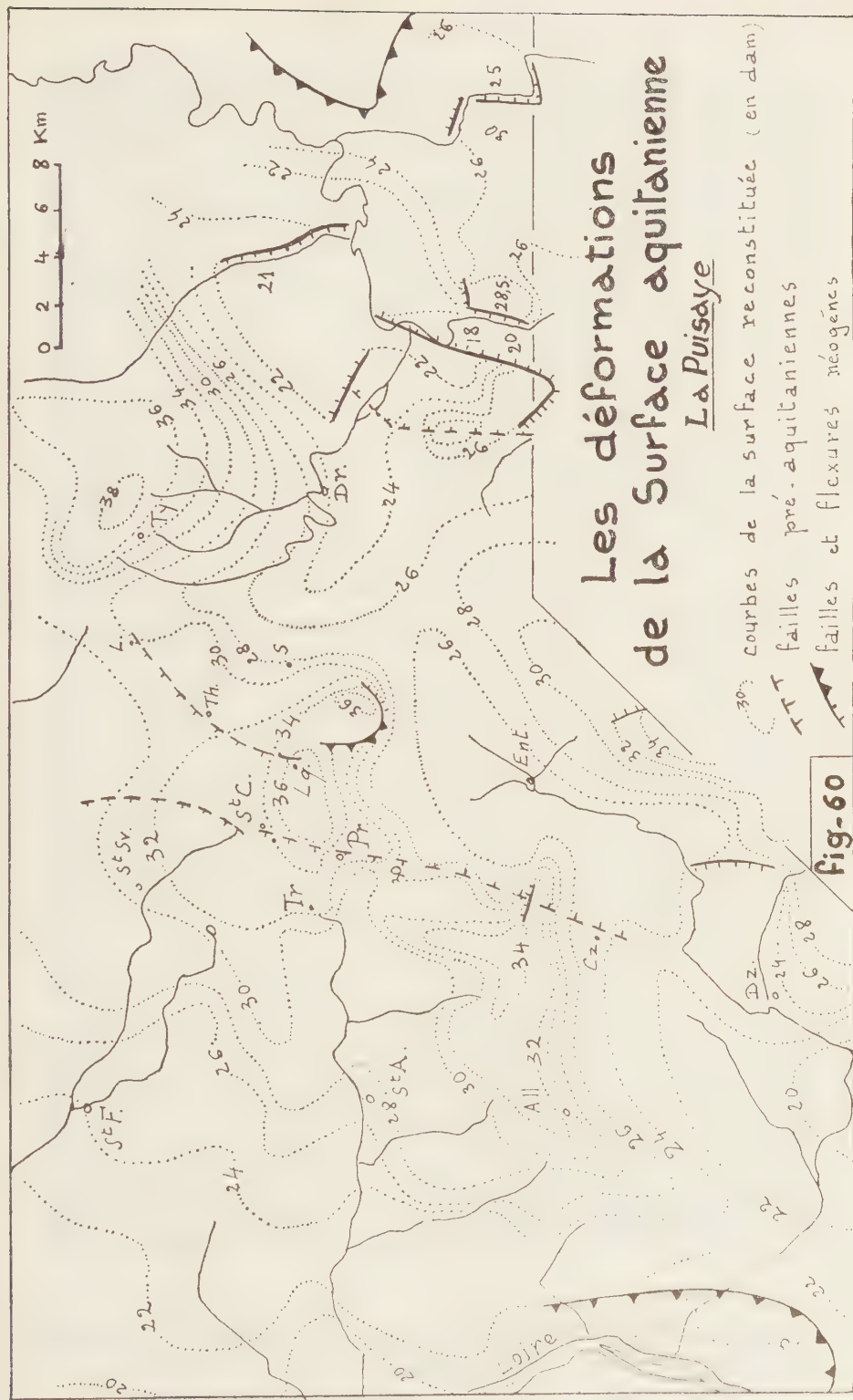


Fig-60

que sur le front (bassin de la Nohain). Si la faille était contemporaine de la formation du bourrelet on serait bien en peine de reconstituer clairement l'évolution de son escarpement. Le nivellement de celui-ci, à la fois dans les régions déprimées et soulevées serait incompréhensible.

Il est donc infiniment probable qu'on ne pourra interpréter correctement la côte de Puisaye qu'en envisageant deux phases tectoniques séparées par la réalisation d'un bel aplanissement. Au premier temps, sans doute fini-oligocène, reviennent les failles de Thury, Sainte-Colombe-Perreuse, Cosne, ainsi que la flexure de la Vrille. Rien de tout cela ne laissait de trace dans le relief quand, sans doute au Miocène, la pénéplaine fut à nouveau déformée, cette fois par des mouvements à moyen rayon de courbure parfois vigoureux, responsables exclusivement de la mise en place des grands traits du relief actuel. On sait par ailleurs que les premières pentes du massif nivernais correspondent à des éléments de la surface infra-crétacée exhumée au Tertiaire. L'altération de leurs calcaires en argile à chailles (J barré de la carte) évoque un processus pédologique de climat tropical humide caractéristique de l'évolution éogène. A la fin de l'Oligocène ces topographies étaient donc déjà dégagées et le grand aplanissement aquitainien a pu les réincorporer. D'où l'idée que le long versant boisé qui accompagne la rive gauche de la Nohain est, lui aussi, œuvre de la tectonique et contemporain du bourrelet de la Puisaye.

La figure 60 résume notre conception des faits. La surface aquitanienne y apparaît plus vigoureusement froissée encore qu'en Sancerrois. Le bourrelet anticlinal de la Puisaye se résout en une série de blocs aux formes tourmentées (Bouhy, Alouettes, Taingy) séparés par des flexures. Les principales failles signalées par la carte géologique n'ont pas place dans ce schéma puisqu'elles sont l'œuvre d'une crise tectonique antérieure à l'aplanissement. Par contre il nous semble que vers Bouhy et autour des Alouettes quelques déchirures contemporaines de la surrection des blocs rendraient mieux compte de certaines anomalies (15).

Peut-on préciser la date de ces mouvements ? Qu'on se remémore l'étrange structure des sables crétacés décrits à l'ouest de Clamecy. A Gulène en particulier la forte proportion d'argile kaolinique blanche enrobant des quartz hétérométriques, pourtant crétacés pour la plupart, est un fait troublant. Deux interprétations sont possibles. Ou bien il s'agit réellement d'un faciès crétacé en position transgressive. On pourrait alors renouveler à son sujet ce qu'on a déjà dit (chap. A 53) du Sénonien littoral. Les pulsations du niveau de la mer dans ces franges pelliculaires permettent le dépôt de produits fins arrachés par la houle à un socle cristallin très altéré et leur mélange à des faciès plus nettement marins. Sinon on se trouve en présence d'un résidu crétacé retouché par des apports continentaux tertiaires.

Ne peut-on en effet concevoir une nappe de sables granitiques remaniant la pellicule albienne, et altérée jusqu'à fusion complète des felds-

(15) La forêt, l'absence de bons repères stratigraphiques et la non parution de certaines feuilles au 1/50.000^e au moment où ces lignes sont écrites rendent la certitude en ces matières plus qu'aléatoire.

paths, le phénomène karstique ayant protégé ultérieurement les parties les plus profondes de la masse ? Il existe dans le sud du Berry (Brenne) des sables feldspathiques éocènes très évolués et dont l'aspect est semblable. Seulement ici, en Puisaye, on est obligé de se souvenir que le bassin de l'Ouanne a connu un épandage de sables analogues. On a décrit à Malicorne, ramaniés dans l'alluvion quaternaire, des sables argileux clairs, mélange d'éléments granitiques et crétacés, où quelques feldspaths avaient survécu (chap. C 53/3). De tels sables abondent sur toute la partie centrale et orientale du plateau séparant l'Ouanne du Loing. Il suffit de laver le sol forestier (Saint-Amand) ou les limons cultivés (Saint-Fargeau, Champignelles, Courtenay, Chéroy...) pour y retrouver le même matériel quartzeux fin et bien émoussé qu'on a déjà décelé sur les pentes nord du Nivernais (Entrains). A la granulométrie près c'est en somme ce que nous avons décrit à Etais, Druyes et Clamecy. Le bon sens voudrait qu'il s'agisse d'une même formation. Nous voilà ramené à la même équivoque contre laquelle bute notre analyse. L'origine du stock est évidemment l'Albien. En Puisaye et en Gâtinais son étalement peut aussi bien être attribué aux transports sparnaciens ou stampiens qu'à l'effort d'aplanissement aquitainien. En outre la forte proportion d'argile kaolinique qui imprègne partout le sable peut être aussi bien la marque d'un faciès détritique méridional du Crétacé que la preuve d'apports tertiaires très évolués d'origine cristalline. On n'oubliera pas à cet égard les poches de sables granitiques signalées par A. Cholley dans le Sénonais (1943) et par l'ancienne édition de la feuille Troyes sur le revers de la Forêt d'Othe.

On est donc encore une fois tenté de dire que les sables miocènes décelés par nous en abondance dans le bassin du Loing (Chatillon-Coligny par exemple) ont connu également une extension plus orientale. Dans ce cas, non seulement une « pré-Loire » mais aussi une « pré-Yonne » auraient contribué à l'impressionnant épandage burdigalien dont la Sologne n'est vraiment qu'une relique fort modeste.

Mieux ; comme en Sologne, nous avons affaire à un matériel peu grossier ; les quartz filoniens supérieurs à 2 cm sont absents. Toujours dans l'hypothèse où des arènes tertiaires issues du socle morvandiau sont représentées dans les gisements de Clamecy on retrouvera ici le même schéma évolutif que plus à l'ouest : cheminement lent d'un sol que le ruissellement en nappe fait progresser sur un vaste front à la faveur d'une tectonique qui s'éveille. Dans ce cas il est presque certain que la dépression de Puisaye n'existait pas encore puisque le passage a été continu du domaine jurassique au domaine crétacé. Comme en Sancerrois, il faut attendre la fin de l'épandage solognot pour que la brusque aggravation du gauchissement torde la surface aquitainienne, bascule le futur bassin du Loing et crée la contre-pente d'où dériveront les collines de la Puisaye (16).

Quoi qu'il en soit, malgré tant d'analogies, une différence essentielle oppose Sancerrois et Puisaye. De chaque côté le même « piédestal » jurassique se retrouve, porté à la même altitude. Mais à l'ouest de la Loire, il est surmonté par une côte crétacée qui n'existe pas à l'est. La figure 61 offre de ce contraste une explication claire (17). Le tracé, hypothétique, de la faible cuesta éocène donne la répartition des dépôts crétacés et jurassiques au moment où se déclenche la première crise tectonique (fini-oligocène). Celle-ci ne fait qu'accuser la position plus méridionale du Crétacé à l'ouest de

(16) Ce qui n'implique pas l'absence de rejets post-miocènes impossibles à déceler pour le moment (voir chap. E 13).

(17) En anticipant un peu il est vrai sur les conclusions du chapitre E 12.

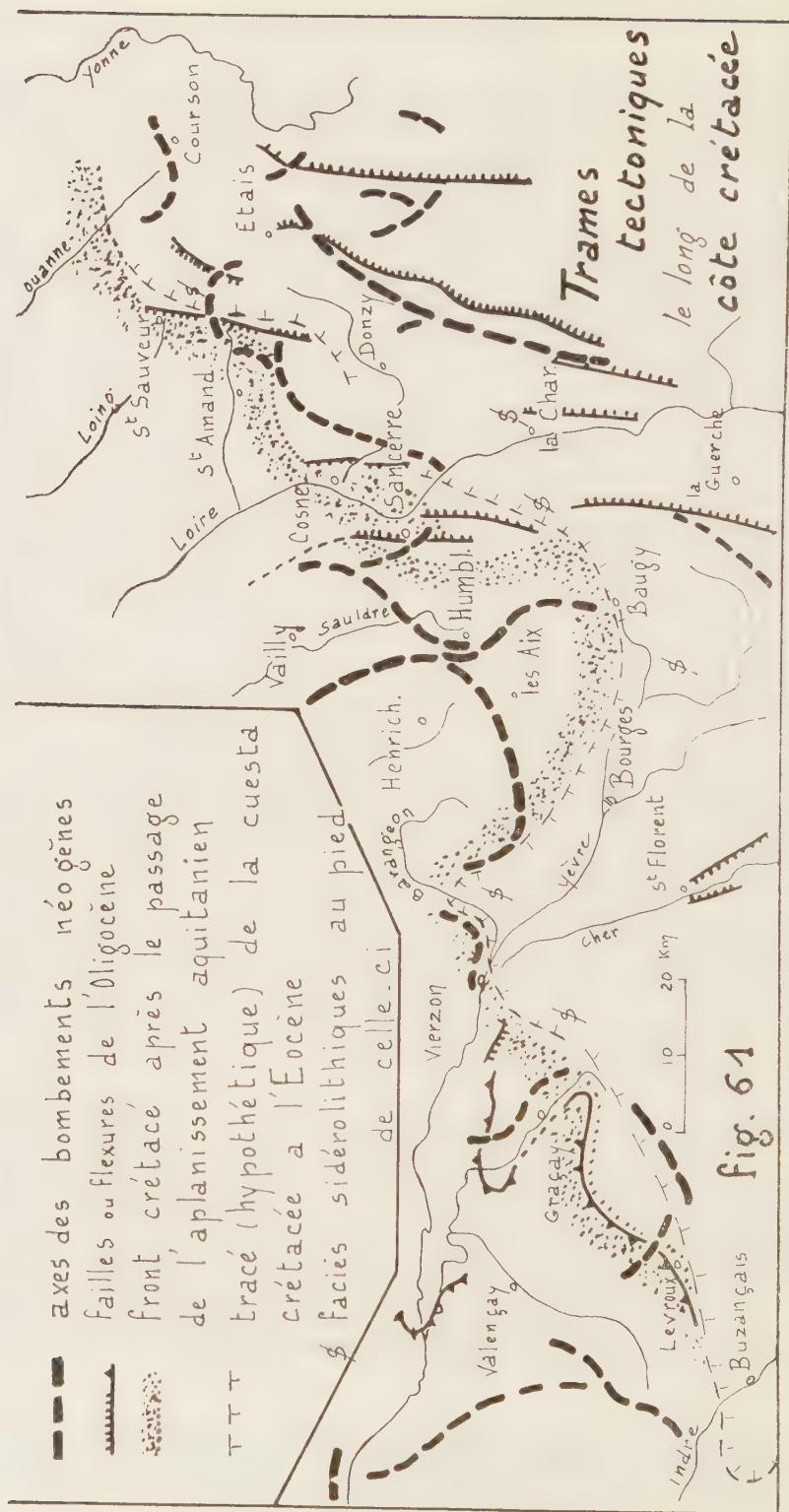


Fig. 61

la Loire. Or la tectonique miocène paraît ignorer, ou peu s'en faut, l'orientation N.-S. des grands accidents oligocènes. Elle édifie un bourrelet anticlinal qui est loin d'être simple mais qui épouse dans ses grandes lignes le tracé S.-O.-N.-E. de la vieille flexure continentale infra-crétacée. Il en résulte qu'à l'ouest du fleuve l'axe, d'ailleurs plus vigoureux, se dessine en plein domaine crétacé tandis qu'il n'affecte que les terrains jurassiques à l'est.

De ce duel curieux entre des trames tectoniques différentes résulte en définitive le principal contraste morphologique qui oppose les collines du Sancerrois à celles de la Puisaye.

C 63 Le modelé des collines et de la plate-forme calcaire de Puisaye

C 631 De la « côte » à la Nohain

On doit à X. de Planhol (1946) une intéressante étude du Nivernais septentrional et de la Puisaye calcaire. Elle renferme un certain nombre d'idées qui, de notre point de vue, sont fondamentales mais aussi, il faut bien le dire, quelques interprétations plus critiquables.

Parmi ces dernières, citons comme inacceptable une reconstitution des réseaux hydrographiques sparnaciens et ludiens, basée sur quelques rares jalons réunis par des lignes droites d'une façon fort arbitraire. En effet l'âge exact (voire l'existence) de ces dépôts est sujet à caution. La plupart des gisements « sparnaciens » de la première édition de la feuille Clamecy ont été rendus à l'Albien par la deuxième qui a, par ailleurs, introduit un « cailloutis à chailles roulées » ludien reposant sur des bases plus que fragiles. Entre les rognons siliceux décalcifiés du Nivernais (J barré de la carte) et les chailles émoussées mêlées à d'authentiques galets qui abondent sur la crête de Puisaye (Bouhy...) il y a toutes les transitions et P. Jodot concède (1941-2) que dans le cailloutis de Sully-la-Tour, Suillizeau (au sud de Donzy), la distinction est à peine possible. Il l'a pourtant cartographié e^{3b}. Enfin la notion même de « fleuves » éocènes est probablement abusive, et quand bien même des produits de transport bien datés et en place subsisteraient ici et là, ils pourraient aussi bien figurer les résidus d'une nappe détritique que le canevas miraculeusement conservé d'un appareil hydrographique. X. de Planhol s'autorise pourtant de cette reconstitution pour parler de réseaux conséquents et subséquents (ancêtres de la Loire et de la Nohain) et pour évoquer, citant Aufrère, la cuesta éocène du Berry. D'où l'idée que la côte de Puisaye dérive elle-même d'un relief résiduel fort ancien. D'ailleurs pense-t-il, la formation à chailles roulées ludienne est là pour attester à cette époque une forte activité torrentielle.

Par contre l'analyse de la faille de Menou, en Nivernais septentrional, permet à l'auteur d'établir une distinction fondamentale entre deux phases tectoniques (oligocène et pontienne) séparées par la réalisation d'un grand aplanissement miocène. C'est exactement notre schéma, aux dates près. Il en résulte que des déformations considérables sont admises à la fin du Miocène, responsables de la mise en place des grandes lignes du relief, responsables aussi de l'orientation du réseau actuel. Là aussi nous sommes en plein accord avec X. de Planhol. Toutefois celui-ci ne nous dit pas clairement si le couloir jurassique de la Puisaye a été affecté par un mouvement synclinal ou s'il est exclusivement l'œuvre de l'érosion. C'est qu'il est persuadé du caractère résiduel de la cuesta. Celle-ci ne supporte que des dépôts « ludiens » (chailles roulées). La surface

miocène l'a donc épargnée et l'érosion déclenchée par la surrection néogène de tout le bloc nivernais n'a eu qu'à approfondir une dépression subséquente déjà dessinée. Or, dans le dédale de ces collines, des formes de maturité (replats, esquisses d'aplanissement...) se dessinent vers 240-210 m alors que la Loire à Cosne est à 145 m. Un temps d'arrêt s'est donc produit, probablement au pliocène. C'est pourquoi, sur la carte au 1/400.000 des surfaces d'aplanissement du Bassin de Paris (1956) X. de Planhol a interprété le corridor qui s'allonge du S.O. au N.E., de Cosne à l'Yonne, comme résultant de l'emboîtement d'une surface pliocène aux dépens d'aplanissements plus anciens déformés (18).

Le précédent chapitre a montré dans quelle mesure notre conception des faits s'approchait ou s'écartait selon les points envisagés de l'interprétation d'X. de Planhol. Une petite cuesta crétacée a bien été dégagée à l'Eocène en Puisaye comme plus à l'ouest. Mais dès l'Aquitaniien elle était nivelée et ses traces se retrouvent maintenant au sommet de la côte, à plus de 300 m. Or dans la vallée du Barangeon elles sont affaissées à moins de 140 m. Rien ne peut mieux montrer l'importance de la tectonique miocène et combien il est vain de prétendre expliquer le relief actuel par les reliques d'un passé aboli. Ce sont les déformations d'une pénéplaine très régulière qui expliquent, jusque dans le détail, la mise en place des volumes orographiques. Côte de Puisaye et contreforts du Nivernais sont dus à des mouvements positifs ; le couloir de la Puisaye calcaire et notamment la section drainée par la Nohain correspond à leur contrepartie synclinale. Ces épisodes ont pris place à une date incertaine, probablement au Burdigalien supérieur ; mais des rejeux ne sont pas exclus que rien n'autorise à limiter au Pontien. Que l'érosion ait approfondi et élargi le couloir n'est pas douteux ; dans quelle proportion et à quelle époque, c'est ce que l'analyse des formes essaiera d'établir. Dire que le modelé de maturité et les replats qui agrémentent certaines parties du front de côte sont pliocènes est vraisemblable, sinon prouvé ; leur attribuer une origine cyclique est plus hasardeux comme on va le voir.

*
* *

Dans ses secteurs les plus simples la côte de Puisaye offre un profil régulier, doucement concave et en somme peu vigoureux. Piqueté de bois, d'aspect encore très bocager, le long versant s'abaisse vers une plaine plus dénudée, rongée de vallées sèches évasees. Tel est le paysage qu'on distingue très bien par exemple du belvédère qui domine Alligny (cote 321) comme de la petite route qui, de l'ouest, permet d'atteindre Bouhy (cote 347). C'est que le regard fait abstraction des innombrables vallons qui rongent le versant pour ne s'attacher qu'aux lourdes croupes surbaissées for-

(18) On voit à quel point la malencontreuse « formation à chailles » de P. Jodot a pu perturber une pensée par ailleurs très valable.

mant étrave au-dessus de la plaine. Chaque tête de vallon sec par contre, sculptée dans les calcaires marneux kiméridgiens, reproduit un paysage familier à qui connaît la côte sancerroise (chap. C 413). Ce sont des cirques profonds aux flancs vigoureux, pourtant largement épanouis, comme modelés dans une matière plastique, le plus souvent sans trace de ravinement. Après un bref encaissement leur thalweg débouche sur une plaine qui se résout en une série d'interfluvés plats que séparent des vallons en berceau, œuvre évidente des processus périglaciaires.

Les figures 55 et 56 montrent clairement que si la surface aquitanienne déformée préfigure l'actuel relief, le front de côte n'en est pas moins œuvre d'érosion exercée aux dépens des marnes kiméridgiennes. Elles montrent aussi que plus on s'éloigne de la cuesta plus le rôle de cette retouche s'efface, si bien que très vite la plate-forme calcaire s'offre conditionnée en altitude et en extension par la présence de la grande surface tertiaire. Ainsi l'importance réelle du volume rocheux déblayé est-elle bien moindre qu'il n'apparaît au premier abord. L'érosion s'est contentée en somme de substituer à des pentes tectoniques une forme de glacis mieux en harmonie avec les processus morphologiques ayant mis la côte en valeur. Le problème est précisément de savoir quels systèmes ont présidé à ce façonnement, ce qui revient à en fixer l'âge.

Il est possible en certains points de prendre conscience des topographies originelles. Par exemple, du hameau de Besaces, on peut voir vers l'est, à travers les haies, Bouhy couronnant la côte dénudée, le revers profondément buriné par le réseau de la Vrille, Dampierre incrusté au pied d'une longue échine calcaire dont le sommet rend perceptible l'inclinaison de la surface infra-crétacée, et plus loin, fermant l'horizon, le plateau d'argile à silex souligné par la ligne sombre de la forêt. Mais dans ce paysage architectural où la structure se lit à livre ouvert, l'œil ne peut manquer de suivre la ligne souple de la surface aquitanienne, doucement ployée sur l'horizon de part et d'autre du clocher de Bouhy et interrompue sur sa retombée sud par la morsure concave du front de côte. Ainsi se matérialise sur le terrain la torsion anticlinale miocène responsable de l'édification de ce relief. Quand on approche du village par contre, on est surtout frappé par la profonde dissection de toute la masse, réseaux de la Vrille et de la Nohain s'affrontant pour ne laisser subsister que d'étroites arêtes du plateau calcaire. On n'a plus le sentiment de contempler un paysage de cuesta mais un dédale de collines.

Au nord de Bouhy, peu avant Bois-Pille, une carrière s'ouvre à la partie la plus haute du plateau, c'est-à-dire au niveau de la surface aquitanienne. On peut y voir le calcaire lithographique portlandien, libre de toute altération pédologique, faiblement affecté même par la cryoturbation. Ce n'est pas une des moindres surprises que réserve l'étude de la grande surface tertiaire que d'y constater l'absence de tout dépôt d'altération, chaque fois qu'on croit la saisir dans son authenticité. Il est vrai que l'examen de la Champagne Berrichonne montrera le rôle de l'éolisation quaternaire dans

la disparition des paléosols (chap. D 4). C'était de toute façon un trop faible argument pour autoriser X. de Planhol (1946) à penser que la cuesta jurassique avait été épargnée par l'aplanissement miocène (notre aquitanien) et qu'elle lui était donc antérieure. C'est la même pureté de lignes, la même perfection dans la platitude, qu'on peut observer au nord de Courson les Carrières quand la route d'Auxerre traverse un large fragment de surface infra-crétacée dégagée à l'Aquitanien ; et là encore les éclats de calcaire portlandien abondent dans les champs, à l'exclusion de toute autre roche, témoignant de l'absence de tout sol profond, en tout cas de dépôt. Et si, de Perreuse, on contemple la Montagne des Alouettes, le dessin régulier, à peine bombé, du sommet s'harmonise bien avec la conception que nous nous sommes faite de cet étrange noyau anticlinal (19). Par conséquent de larges fragments de la surface aquitanienne subsistent sur le revers de la côte malgré la forte dissection qu'elle a subie, et chaque fois sa perfection, sa platitude, en constituent le caractère distinctif (20).

Dans la dépression au contraire il y a beaucoup moins de chances pour qu'elle ait été conservée, même si elle n'a été qu'égratignée. Il semble possible toutefois de lui attribuer le très bel élément de plateau qu'on traverse près du château de Flassy, au nord d'Entrains. Nous sommes là aux sources de la Nohain, sur la ligne de partage des eaux entre Yonne et Loire, ce qui constitue une circonstance favorable à la bonne conservation de la surface. Sur près de deux kilomètres une plate-forme d'une remarquable platitude se maintient à l'altitude 250 qui est aussi celle des premières pentes du massif nivernais tout proche où les dépôts crétacés et l'argile à chailles décalcifiées garantissent la présence de vieilles topographies. Près du château la carte porte une « pastille » de Crétacé moyen que l'examen des champs ne justifie guère. Autour d'une carrière abandonnée l'abondance des fragments émoussés de grès albien rend toutefois probable l'existence d'une poche de matériel crétacé analogue à celle décrite près d'Etais (chap. C 62). En place depuis l'Albien ou remanié au Tertiaire, ce dépôt sera pour nous la garantie que la plate-forme 250 n'a pas été sculptée aux dépens d'une forte épaisseur de calcaires jurassiques par une érosion récente, pliocène ou quaternaire. Or la Montagne des Alouettes se dresse non loin de là, 110 mètres plus haut. De même à l'est de celle-ci les gisements crétacés d'Etais, Druyes, obligent à considérer le plateau 230-5 de La Poterie, Bois-Avril... comme un héritier direct de la même surface aquitanienne. Puisqu'aucune cause structurale ne peut raisonnablement justifier la conservation de cette

(19) Pas de dépôt à son sommet hors des éclats calcaires et des fragments de polypiers.

(20) Perfection qui avait déjà frappé A. Cholley : voir sa description de la plate-forme du Hurepoix (1943). C'est aussi le trait dominant du plateau de craie encadrant Dreux, dans le prolongement exact de la dalle de meulière de Beauce, sans parler de ceux déjà décrits autour de Valençay, en Champagne Berrichonne.

étrange Montagne, on est bien obligé d'y voir une sorte de horst singulièrement vigoureux (21).

Quoi qu'il en soit, il suffit de se reporter à notre carte des déformations de la surface aquitanienne pour comprendre la véritable cause de l'abaissement de la plate-forme de Puisaye vers l'ouest. La pénéplaine passe de 250 m aux sources de la Nohain (château de Flassy) à 210 m à l'ouest de Donzy. Il ne s'agit donc pas pour l'essentiel du dégagement d'un niveau d'érosion commandé par l'évolution du profil de la Loire. Sans doute l'étude du couloir ligérien (chap. E 13) montrera-t-elle que la Loire préquaternaire ne peut guère être placée à plus de 200 m d'altitude vers Cosne. Il en résulte qu'il y a concordance entre l'abaissement de la plate-forme aquitanienne le long de l'axe de la Nohain et la position pliocène de la Loire, beaucoup plus que relation de cause à effet.

Seulement, comme on l'a dit plus haut, la partie la plus déprimée de la gouttière synclinale semble avoir servi de niveau de base à une surface d'aplanissement développée en direction du front de cuesta (fig. 55). Au pied de celle-ci en effet, entre Alligny et Bouhy, l'espèce de glacis que tronçonnent des vallons de style « obséquient », ne s'élève jamais au-dessus de 220 m. Le tracé général de la côte est caractérisé dans ce secteur par des avancées convexes en forme d'éperon (Alligny, Picarnon...) séparées par des « golfes » rongés de vallées sèches (Les Louats...). Dans ces derniers l'empreinte périglaciaire règne sans partage ; leur évolution est donc quaternaire. Comme au pied du Sancerrois, les divers étages jurassiques ont réagi différemment vis-à-vis de la cryoturbation, avec en gros le même genre de hiérarchie : fragilité du Séquanien surtout supérieur (sauf quand il est corallien, ce qui est rare), résistance du Kiméridgien marno-calcaire qui se laisse modeler à grands traits souples mais qui conserve des pentes notables à la tête des vallées sèches ; par contre le Rauracien, où les polypiers ont fait leur apparition, semble moins altérable que les calcaires lithographiques de même âge de la Champagne Berrichonne. Encore, d'un point à un autre, le comportement des horizons varie-t-il d'une manière sensible. Or, au débouché des « golfes » qui indentent la côte, on voit s'épanouir de véritables plaines de gélivation à la faveur du Séquanien supérieur crayeux : ainsi au S.E. d'Alligny, dans le bassin supérieur du Ruisseau de Fontbout (Bois-Cerveau, La Grande Brosse... 185-190 m). Au contraire, devant les éperons s'allongent des langues de plateau plus élevées (220 m). C'est donc là seulement qu'on a des chances de retrouver un profil de cuesta antérieur au Quaternaire.

La petite route qui, de Ciez, gagne Alligny par Le Plessis, Terre-Noire, Les Roblins, cerne le pied du principal de ces lobes que de nombreux vallons secs échangent. Une tranchée d'adduction d'eau m'a

(21) Elle est sur une ligne de partage des eaux. Mais c'est son caractère anticlinal qui en a décidé ainsi. Il ne faudrait pas retourner la proposition pour justifier la mise en valeur du bloc par l'affrontement des sources de deux rivières aussi peu importantes que la Nohain et le ruisseau de Druyes.

permis de suivre tout du long la nature du substratum. Tantôt un calcaire affleure, assez sain, peu affecté par la cryoturbation (c'est probablement le calcaire à Astartes : J5a, d'ailleurs peu gélif) ; tantôt on se trouve en présence d'un argile rougeâtre, riche en grosses chailles émoussées. Celles-ci proviennent évidemment de la formation qui couronne le plateau ; elles ont glissé lors du façonnement de la côte. L'argile apparaît dans le fond des vallons secs les moins creusés ou sur des interfluves plans assez larges ; la roche saine se montre au contraire sur le flanc supérieur des vallons et sur le sommet des croupes quand elles sont convexes. On a donc l'impression que le façonnement des vallons (épisode quaternaire) a « déshabillé » le versant de la cuesta d'un manteau détritique et d'altération qui le recouvrait. L'argile à chailles rappelle par sa couleur, sa texture, beaucoup plus les altérations pédologiques tertiaires développées en climat subtropical, que les sols interglaciaires ou actuels, même les plus évolués. Il est donc raisonnable de penser que le profil général de la côte était déjà dessiné avant le Quaternaire.

Ainsi en allant des rives de la Nohain vers la côte de Puisaye on retrouve, à une échelle plus réduite, les mêmes relations qu'autour de Bourges (chap. C 42). Là aussi la surface aquitanienne qui règne selon nous au sud de l'Yèvre se prolonge au nord par une plate-forme dite « des Aix », façonnée au Quaternaire ancien ou au Pliocène supérieur jusqu'au pied d'une côte kiméridgienne au profil adouci ; et là encore les crises froides du Quaternaire ont apporté les retouches, incisant la plate-forme, développant des plaines de gélivation, redressant le front de côte grâce à la coalescence des amphithéâtres obséquents.

Seulement cette plate-forme plio-quaternaire, nous ne savons pas bien dans quelles conditions elle a été réalisée. La côte est née aux dépens de la flexure dénivellant la surface aquitanienne (fig. 55). On voit bien que dans un système d'érosion où domine le ruissellement, même subaride, la présence des marnes entre les calcaires portlandiens et séquanien devait logiquement entraîner une évolution classique vers la cuesta. La continuité de la ligne de front, assez peu festonnée avant la ciselure quaternaire, impliquerait peut-être un système où prédomine l'érosion latérale dans un paysage végétal appauvri. Mais devant ce glacié sculpté à même un calcaire pur, parler de pédiment serait probablement abusif (22). Et si la flexure génératrice du relief de côte date bien du Miocène moyen, que s'est-il passé jusqu'au Pliocène supérieur ? On pourrait songer à une altération pédologique de la plate-forme calcaire, effectuée dans des conditions chaudes et humides, sous couvert végétal dense. Ce que l'on sait du climat de l'époque falunienne (voir chap. B5) comme du Plaisancien (A. Journaux 1954-6 p. 228) ne s'y opposerait pas. Quelques épisodes plus secs auraient pu permettre le déblaiement de l'épais manteau de sols décalcifiés, ce qui, en un sens, reviendrait tout de même au style d'évolution du « glacié d'érosion ». Or selon J. Tricart, le Pliocène supérieur a connu ces conditions subarides. Ainsi, en Puisaye, sous le « coup de balai » pré-

(22) Ceux que nous avons décrits en Sancerrois l'étaient aux dépens de matériel argilo-sableux crétacé ou miocène, non de calcaire.

quaternaire, aurait disparu l'argile rouge qui tapisse encore quelques secteurs au pied du front de côte... Tout cela, avouons-le, ne dépasse pas le stade des conjectures.

C 632. — LA PARTIE ORIENTALE DE LA PUISAYE CALCAIRE (23)

A l'est de la Montagne des Alouettes le corridor de Puisaye connaît un dernier et bref épanouissement qui correspond assez bien au bassin supérieur du ruisseau de Druyes. On y trouve concentrés le maximum de problèmes géographiques, mais aussi quelques-uns des faits les plus clairement analysables.

La côte de Puisaye y forme toujours ligne de partage des eaux entre bassins du Loing et de l'Yonne. C'est l'effet de la torsion anticlinale dont l'axe coïncide à nouveau avec les derniers affleurements portlandiens. Mais son originalité consiste dans l'existence de plusieurs gradins, d'ailleurs tronçonnés par les vallons secs qui convergent sur Druyes (fig. 59). Au S.-E. de Thury on a ainsi nettement un dispositif de côte double. Toutefois les raisons structurales du phénomène sont loin d'être évidentes. En outre, au flanc des versants calcaires et non toujours dans le même étage, on peut observer des replats assez souvent organisés autour de l'altitude 300. Par exemple niveau 315-20, à l'ouest de Lainsecq, sur la route La Breuille-Sainte-Colombe, qui est à la même altitude que le col par lequel la Montagne des Alouettes se soude au gros de la côte (310); sur le flanc est et sud de cette même montagne on retrouve encore un très beau replat 300 et plus à l'est, dans le bois de Druyes, il en existe un à 310. La marche inférieure de la côte double de Thury est elle-même à 300 m mais à son pied se développe un très beau niveau 260 qui s'achève au-dessus de Pesselière et de Sougères. Or aux approches de l'Yonne nous estimons que la surface aquitanienne est encore plus basse : 230 au sud de Druyes, 210 au nord de Coulanges. Dans l'état actuel de la structure, des replats d'érosion situés à 300 m auraient donc dû se façonner en fonction d'un remblaiement néogène ou quaternaire important dont nous ne possédons nullement la preuve. Toute spéculation d'ordre polycyclique est donc vouée à l'échec. Mieux vaut étudier chaque cas sans idée préconçue.

La carte en courbes (fig. 60), les coupes (fig. 58, 54 et 56) montrent que la surface aquitanienne a été gonflée à plus de 360 m à l'est de Perreuse et dans la Montagne des Alouettes, à 380 vers Taingy, tandis qu'entre ces deux blocs elle n'est qu'à 320 m à l'ouest de Thury (Le Buisson), 300 au S.-E. Prenons le cas précisément de ce secteur déprimé.

Une cuesta kiméridgienne, analogue à celle qui vient d'être étudiée près d'Alligny-Bouhy mais beaucoup moins vigoureuse, se développe de Perreuse à Lain. Son originalité est d'être perchée

(23) Feuille au 1/50.000^e Courson les Carrières et carte géologique Clamecy N.-E.

au-dessus de la dépression de la Puisaye. Il est rare que les villages qui en jalonnent le pied (Lainsecq, Thury, Colangette...) soient à moins de 270 m. Un gradin, dissymétrique comme un replat de côte double, la protège. Bien que taillé aux dépens du Séquanien, c'est ce replat qui constitue en fait la véritable côte de Puisaye. La figure 58 permet de comprendre ce dispositif. Contrairement aux apparences, la côte de Thury (j⁶⁻⁵) n'est pas un escarpement de faille inversé. La faille n'a joué aucun rôle dans sa mise en valeur. Au contraire, en relevant le bloc séquanien, elle a réduit la largeur de l'affleurement des marnes kiméridgiennes. La côte n'est révélée que par les têtes de ruisseaux « obséquents » qui bifurquent au contact des marnes et se faufilent en arrière du replat séquanien. Il est probable (et très visible en fait dans le paysage) qu'un épisode froid du Quaternaire a vu, comme plus à l'ouest, la mise en valeur du versant marneux. Mais il apparaît quand on examine sur le terrain et sur la carte au 1/50.000 le vallon de Moulery que cette évolution s'est achevée sans référence à un quelconque niveau de base. La partie amont de ce petit bassin hydrographique est suspendue sur la partie aval parce qu'elle a été engorgée par les produits du ruissellement sur sous-sol gelé, la solifluction... A l'aval le secteur séquanien du vallon, gorgé de grèzes litées, évoluait selon un tout autre processus, générateur de pentes limites et de profils en long très différents. Ainsi le réseau s'est adapté à la lithologie encore plus qu'aux impulsions de l'érosion régressive de l'Yonne. Quant aux périodes interglaciaires elles ont dû voir comme de nos jours l'assèchement de la plus grande partie des vallons.

La figure 58 montre encore que le grand replat 300 qui sépare Thury de Sougères n'a rien de structural. C'est un élément de la surface aquitanienne qui amorce sa courbure vers la dépression de la Puisaye. L'évolution qui vient d'être décrite l'a isolé du reste du plateau, et le réseau hydrographique, parfaitement adapté en direction et en extension aux déformations de la surface l'a tronqué en éperons. Nous retrouvons là exactement le cas du piédestal de la côte sancerroise devant Humbligny (chap. C 413) et le mode d'explication reste le même. Toutefois, en contre-bas, s'allonge un très bel élément de surface 260-50 qu'un versant concave bien dessiné raccorde au niveau 300 et qui passe vers le S.-E. en parfaite continuité à la plate-forme 235-30 La Poterie-Bois Avril-Etais (fig. 58). On sait que cette dernière dérive d'assez près de la surface aquitanienne, elle-même développée aux dépens de l'infra-crétacée exhumée (chap. C 62). Par conséquent le beau glacis de Sougères-Pesselière reproduit la situation qui a été analysée plus haut au pied de la côte d'Alligny : un niveau d'érosion ajusté sur la partie la plus déprimée de la surface aquitanienne est venu mordre le flanc du bombement que dessine celle-ci (24). Seulement

(24) C'est pourquoi la « côte de Puisaye » doit être placée ici et non derrière Thury; la faible torsion de la surface aquitanienne suffisant à rendre compte de la faible ampleur du relief.

aucun niveau marneux ne permet de justifier comme plus à l'ouest la genèse de cette pseudo-cuesta.

A l'endroit où naît le glacis, immédiatement à la base de la concavité (altitude 260), la route Thury-Sougères longe une belle exploitation de grèzes litées. Des vallons secs qui tentent de tronçonner le replat et de le détacher du plateau permettent d'étudier l'emboîtement des formes en fonction des variations de structure de la roche broyée. Nulle coupe, mieux que celle-ci, ne fait prendre conscience de la pluralité des crises froides quaternaires. La grèze est visible sur 5 à 7 mètres selon les points sans que la roche saine apparaisse. La base est formée par une masse grossière de teinte claire où le litage reste sporadique et peu réussi. Plus haut naissent des filets d'argile brune ou brun-rouge très affectés par les plications; puis la grèze devient homogène, brunâtre, très argileuse. Elle s'éclaire enfin, s'ordonne puis se charge à nouveau d'horizons rubéfiés; la teinte ocre-rouge se généralise dans une masse épaisse d'au moins 2 à 3 mètres qui vers le haut enrobe des bandes argileuses vraiment très colorées. Enfin, sur un mètre, l'aspect classique du sommet des carrières de grèze calcaire s'épanouit. Des bandes de roche très broyée et très blanches, extraordinairement contournées, plongent leurs racines dans la zone rubéfiée. L'épaisseur de cette carapace croît sur les flancs des vallons secondaires pendant que les plications dessinent clairement un écoulement par appel au vide.

On est donc en droit de discerner plusieurs phases dans l'évolution de ce relief. Le glacis de Sougères-Pesselière existait quand la première nappe de grèze s'est étalée à sa surface; mais la dissection par les vallons secondaires actuels n'avait pas encore eu lieu. Un, et sans doute deux sols interglaciaires sont discernables dans la masse. Ils rythment des phases d'arrêt dans le façonnement des formes et reportent la naissance du glacis à une époque reculée du Quaternaire. Plus au sud, à l'ouest de Sougères, 20 mètres en contre-bas de la première carrière, il en existe une autre qui écorche le flanc d'un de ces vallons responsables de la dissection du niveau 260. On y retrouve la grèze, localement rubéfiée et ravinée par une autre formation à caractère périglaciaire qui a détruit et remanié un sol grisâtre teinté d'humus. Des aspects très analogues se retrouvent encore sur le flanc de la Montagne des Alouettes, dans une grèze peu épaisse qui tapisse la naissance d'un replat de 300 mètres.

L'histoire du Quaternaire local est donc complexe (voir chap. E 25), et il paraît vain d'essayer de dater les niveaux en fonction de leur hiérarchie actuelle. Le grand replat 260 de Sougères peut lui-même être antérieur à la première crise froide; mais l'épaisse nappe de grèze qui le recouvre ne prouve pas forcément qu'une forme pliocène est fossilisée dessous. Il est plus probable que les processus périglaciaires sont responsables de son épanouissement et peut-être de toute sa genèse. Quand, de la route Sougères-Thury on contemple le profil si pur du grand glacis de Pesselière, la belle concavité qui le raccorde au plateau 300 (surface aquitaine), c'est une morphologie purement quaternaire qu'on voit se dessiner au-dessous des toits rouges de la ferme du Bois de Mont. Et si même elle dérive d'une topographie antérieure, les altitudes et la pente des versants en ont été faussées par l'écoulement des grèzes.

Il n'en reste pas moins des problèmes curieux. Reprenons le cas des vallons qui échancèrent la pseudo-côte double de Thury, notamment celui de Moulery. Leur partie amont qui pénètre dans les marnes kiméridgiennes (270-5 m) paraît bien avoir évolué en fonction du niveau 260 du glaciais de Sougères. La mise en valeur de la côte de Thury (j⁶⁻⁵) a donc des chances de s'être effectuée au cours d'un important interglaciaire (grèzes rubéfiées), le ruissellement étant favorisé par la présence de marnes. On sait qu'ultérieurement les reprises d'érosion n'ont pas réussi à remonter jusque-là, de sorte que le front de côte a continué à évoluer, dans le détail, sous l'influence des dernières crises froides sans référence au niveau de base de l'Yonne : la côte est suspendue. Mais si la pénétration de ce réseau était antérieure au Quaternaire, si depuis le Miocène moyen, les pentes tectoniques étant déjà ce qu'elles sont, une érosion, de quelque style qu'elle soit, s'était attaquée au rempart que forment les éperons de la côte séquanienne de Sougères, ceux-ci n'aurait-ils pas dû disparaître?

À l'ouest de la Puisaye, vers Alligny, le plateau est à 320 m; la surface aquitanienne à l'ouest de Donzy est abaissée à 210 m; la côte a 100 mètres de commandement brutal. Ici, on a presque les mêmes altitudes (328 au N.-O. de Thury, 230 vers Druyes...) mais l'évolution des formes est beaucoup moins poussée. Or, dès que la surface aquitanienne reprend de l'altitude (bloc de Taingy-Courson) un versant extrêmement vigoureux se dessine, le plus puissant de toute cette côte de Puisaye (150 mètres). La figure 56 montre qu'il s'est réalisé au prix d'une assez forte destruction de matériel jurassique dans lequel les marnes kiméridgiennes n'occupent pas le volume le plus important. Cette structure rappelle celle d'Alligny; on n'a aucune raison de l'attribuer à la seule érosion quaternaire, même si des retouches importantes se sont produites alors.

On peut évidemment expliquer la différence de style entre la côte de Thury et celle de Taingy en faisant valoir l'inégale intensité des déformations miocènes. D'un côté, le bombement anticlinal est assez faible et très étalé; de l'autre il est vigoureux et la flexure beaucoup plus brutale, d'où l'unité de la côte et l'importance du déblaiement. Ceci est l'argument essentiel, tant les nuances même des formes sont dans la dépendance de la tectonique post-aquitaine. Il n'en reste pas moins quelques anomalies. Dans le Bois de Druyes, autour de la cote 351 (348 du 1/80.000), pointe avancée vers le sud de la grande surface d'érosion, rayonne un replat 310-300. De même sur le flanc nord de la Montagne des Alouettes, s'il existe un grand niveau 260 qui se raccorde évidemment à celui de Sougères, plus au sud, les flancs est et sud de la Montagne portent de grands replats (plus de 700 mètres de large) à 300, 290 m. Ceux-là, on ne voit pas à quelle phase de l'évolution récente on peut les rattacher puisqu'ils dominent de 70 mètres la surface aquitanienne déprimée autour de Druyes.

Les choses s'expliqueraient mieux si les déformations qui sont la clef de toute cette morphologie s'étaient prolongées jusqu'à une date assez rapprochée. Nées au Miocène comme plus à l'ouest, elles

n'auraient atteint leur valeur actuelle qu'à la suite de rejeux pliocènes, voire quaternaires. D'où l'évolution inégalement avancée des formes selon les secteurs et les déformations de certains replats d'érosion (25).

*
**

Quoi qu'il en soit, au moment où s'achève l'étude du grand alignement de collines séparant les domaines jurassiques et crétacés dans le Bassin de Paris méridional, il importe d'attirer l'attention sur la profonde unité de genèse et d'évolution qui le caractérise.

La « côte » dite crétacée que nous avons suivie des rives de l'Indre à celles de l'Yonne n'a pas droit selon nous, au qualificatif de *cuesta*. Elle ne résulte pas d'une inversion de relief, mais d'une inversion tectonique qui affecte en gros la vieille flexure continentale du Crétacé moyen. Déjà sur les rives du Fouzon il en était ainsi puisque l'anticlinal de Graçay est né dans une zone où le matériel crétacé s'épaissit brusquement en direction du nord. A l'est du Barangeon tout le bloc sancerrois s'est comporté de la même façon, avec une puissance croissante vers l'est. Au-delà de la zone troublée du fossé de la Loire, c'est encore le même mécanisme qui a joué. Chaque fois le talus qui domine la plaine jurassique dérive d'une forme tectonique; ce n'est rien d'autre que la flexure qui limite au sud un bloc basculé vers le nord. Il est à la structure sédimentaire ce que l'escarpement d'une faille contraire serait aux régions de socle. Et certes, l'évolution ultérieure lui a parfois redonné style de *cuesta* pour peu que les contrastes lithologiques s'y soient prêtés. Mais ces derniers ne sont jamais responsables de la genèse de l'escarpement. Là réside la différence capitale avec une véritable *cuesta* (26).

Hors ce trait, déjà fort curieux, le vaste domaine étudié jusqu'ici nous a mis en présence d'un rythme évolutif extrêmement précis et sans la compréhension duquel les contradictions fourmillent dès qu'on aborde l'étude de ces reliefs. L'hypothèse, née au bord des anciens rivages du lac de Beauce, édifiée en Sologne et en Champagne de Bourges, confirmée en Puisaye, tire sa principale justification de l'aisance avec laquelle elle rend compte des

(25) Il ne s'agit que d'une hypothèse. Pourtant les failles récentes paraissent probables dans le secteur de la forêt de Frétoy, entre Courson et Coulanges. Les fortes diaclases y sont nombreuses et paraissent avoir guidé l'orientation de beaucoup de vallons secondaires à en juger par leur tracé géométrique et capricieux. X. de Planhol rappelle que ces accidents sont connus des carriers sous le nom de « bons-joints ». Surtout la surface aquitanienne est affectée de brusques dénivellations qui ne peuvent être que tectoniques et dont les escarpements n'ont pas reculé : voir au nord de Misery le décrochement du Bois Royal (250 m.) par rapport à la plateforme déprimée de Coulanges (200-210) ; un vallon sec suit la ligne de fracture au pied même de la dénivellation.

(26) L'inversion tectonique n'a rien d'exceptionnel dans une structure sédimentaire. C'est le cas du Bray, du Weald... C'est, jusqu'à un certain point, question d'échelle mise à part, le cas des chaînes plissées et notamment de leur flexure bordière.

moindres détails des formes, Celles-ci ont été mises en place au Néogène. Elles sont l'œuvre d'une tectonique souple, caractérisée par des gauchissements à moyen rayon de courbure, affectant une plaine d'érosion que rien jusqu'ici ne nous a autorisé à considérer comme imparfaite. La clef de l'explication consiste à bien faire le départ entre les événements antérieurs à l'aplanissement fini-oligocène et ceux qui l'ont suivi.

Cette clef, il s'agit maintenant d'en juger l'efficacité en l'appliquant à l'étude des aspects si curieusement contrastés du Nivernais.

TROISIÈME PARTIE

LE CONTACT DES SOCLES

Le troisième tome de cet ouvrage a pour but de ramener l'enquête vers les confins tourangeaux d'où elle était partie, mais par un itinéraire plus méridional. La proximité des socles (Morvan, Marche...) doit en principe entraîner un caractère plus tourmenté de la structure et une plus grande abondance de produits détritiques. Mais ces deux phénomènes ne vont pas de pair. Au fur et à mesure que la tectonique s'apaise en direction de l'ouest, l'altitude générale s'abaisse et la gamme des dépôts s'enrichit, au point que leur extension finit par éclipser l'influence du soubassement secondaire. Plus variés, ils sont aussi d'âges divers et la part des épisodes éocènes l'emporte dans l'histoire de leur transport alors que ceux de l'est sont presque toujours plus récents. Ce dernier trait prête à réfléchir.

D1 LE NIVERNAIS SEPTENTRIONAL

D 11 Le cas Nivernais

Le Nivernais se présente comme un vaste massif boisé dont l'altitude peut dépasser celle du Sancerrois (460 m au nord de Saint-Bénin-d'Azy). La majeure partie de son étendue est une sorte de désert forestier que sillonnent, presque toujours dans le sens N.S., d'étroites lanières d'activité industrielle et agricole. C'est là un caractère bien ligérien, encore que la partie septentrionale appartienne déjà au réseau de la Seine.

La richesse du massif en accidents structuraux en devrait faire un champ idéal pour les études morphologiques. Pourtant la bibliographie, surtout géographique, est fort mince. Une des raisons pourrait en être que les formes nivernaises fournissent matière à d'excellentes études de détail mais apparemment sans problème alors qu'une interprétation d'ensemble de la région bute sur un réseau de contradictions dont on a peine à se dégager. B. Bomer (1952) a bien mis l'accent sur ces apparentes anomalies qui dépassent d'ailleurs le cadre nivernais. Voici par exemple, à l'ouest de Nevers, en Berry oriental, la longue faille de Garigny-La Guerche dont le rejet peut atteindre 300 mètres mais qui influe peu sur le relief. Or, sur l'autre rive de la Loire, la faille de Pougues, d'ampleur un peu moindre est responsable d'un vigoureux escarpement de plus de 100 mètres et qui n'a guère reculé. De même, plus au nord, les cassures de Sancerre ont provoqué une série de gradins tectoniques encore plus importants et dont la fermeté étonne un familier des choses de la Loire ; or elles paraissent bien prolonger celle de Garigny. En plein massif nivernais les lignes de failles courent à travers la forêt, témoins d'accidents parfois non négligeables ; en général invisibles dans le relief, elles traversent indifféremment des zones déprimées et des intumescences ; puis l'escarpement se dessine, d'abord simple forme de rajeunissement, mais qui peut s'affirmer au point de paraître originelle pour s'apaiser plus loin et s'éteindre à nouveau.

On pressent que de telles anomalies ne peuvent se résoudre si l'on s'obstine à n'envisager qu'une seule crise tectonique. En fait, on arrive assez rapidement à l'impression paradoxale que les multiples failles qui hachent le massif ne sont responsables que des détails de son relief. La répartition des grandes masses orogra-

phiques, l'existence même du massif nivernais accolé au flanc du Morvan et dominant la Champagne Berrichonne d'au moins 200 mètres, s'expliquent par d'autres considérations. Or on connaît maintenant les conclusions auxquelles nous ont amené des recherches poursuivies dans les régions crétacées (voir 1^{re} et 2^e parties de cet ouvrage). Sancerrois et Puisaye n'ont pu être interprétés qu'en faisant intervenir le jeu successif de deux phases tectoniques, l'une oligocène, l'autre miocène, séparées par la réalisation d'un aplanissement d'une rare perfection. Seulement la faible importance de la crise oligocène, écrasée par les conséquences de la suivante, déséquilibrait notre construction. Trop souvent on a pu avoir l'impression que la surface aquitanienne n'était qu'une simple retouche apportée à la plaine éogène et, sous réserve de quelque flottement dans l'analyse, il eut été possible de faire abstraction des événements anté-miocènes dans l'interprétation de certains secteurs de la « côte » crétacée.

La genèse du Nivernais s'ordonne au contraire d'une manière beaucoup plus harmonieuse ; les deux phases tectoniques y sont d'importance égale quoique de style très différent. Aux fractures de la première s'opposent les souples gauchissements à moyen rayon de courbure de la seconde, et leurs trames structurales sont loin de se superposer exactement. Il en résulte que la phase d'aplanissement qui les sépare s'affranchit de toute équivoque polygénique. En somme, le Nivernais est de loin la région qui fournit les exemples les plus riches et les plus démonstratifs à l'appui de notre thèse. Pourtant il n'était pas possible de commencer cet ouvrage par son étude. Paradoxalement, c'est aussi la région où la rareté des dépôts prive le morphologue des preuves et éléments de datation qui abondaient plus à l'ouest et au nord. La pauvreté en matériaux d'épandage peut s'expliquer peut-être par une tendance tectonique positive récente, encore que cette dernière ne justifie pas la rareté des formations éocènes. Mais la véritable cause de notre impuissance relative à étayer correctement une argumentation pourtant vraisemblable tient à un fait plus curieux, à vrai dire rédhibitoire pour le morphologue : le Nivernais manque de carrières. Cette lacune peut s'expliquer par l'importance du manteau forestier inhabité qui coiffe et presque décèle les éléments de surfaces d'érosion anciennes aux sols épuisés. Les roches elles-mêmes sont peu utilisables ; les assises jurassiques sont formées de calcaires ou très marneux (Bathonien moyen) ou d'une dureté qui défie la pioche (Bajocien) ; seules les argiles du Lias sont l'objet d'une exploitation pour tuileries. Et là comme ailleurs la densité des petites excavations artisanales a beaucoup décru depuis plusieurs décades.

Cette situation nous amène à ne pas perdre de vue les enseignements de la zone crétacée et à puiser largement dans le stock des types de formes, mineures parfois mais bien datées, qu'elle nous a permis de constituer. Ainsi pourrions-nous établir des comparaisons avec les faits singulièrement démonstratifs, mais trop

souvent anonymes que présente le Nivernais. Réciproquement ces analogies seront pour nous une preuve de la valeur générale de notre théorie, au moins dans le cadre du Bassin de Paris méridional. De cette espèce de dialectique qui n'hésitera pas à utiliser les arguments par l'absurde et dont nous espérons que sur le plan de la méthode elle ne laisse pas trop à désirer, se dégagera alors une vision d'ensemble dont la simplicité sera peut-être le meilleur gage de vraisemblance.

Il résulte de tout ceci qu'une étude correcte du Nivernais et des contacts morvandiaux ne nous paraît guère possible à l'intérieur du cadre de leurs frontières. Telle est sans doute la véritable cause de l'absence de synthèse morphologique sur cette région.

Le Nivernais septentrional

- escarpements : azoïles, de ligne de P., cuestas etc
- bachionien (J.)
- luisitanien (J3/4) (+ socle
- masses forestières)

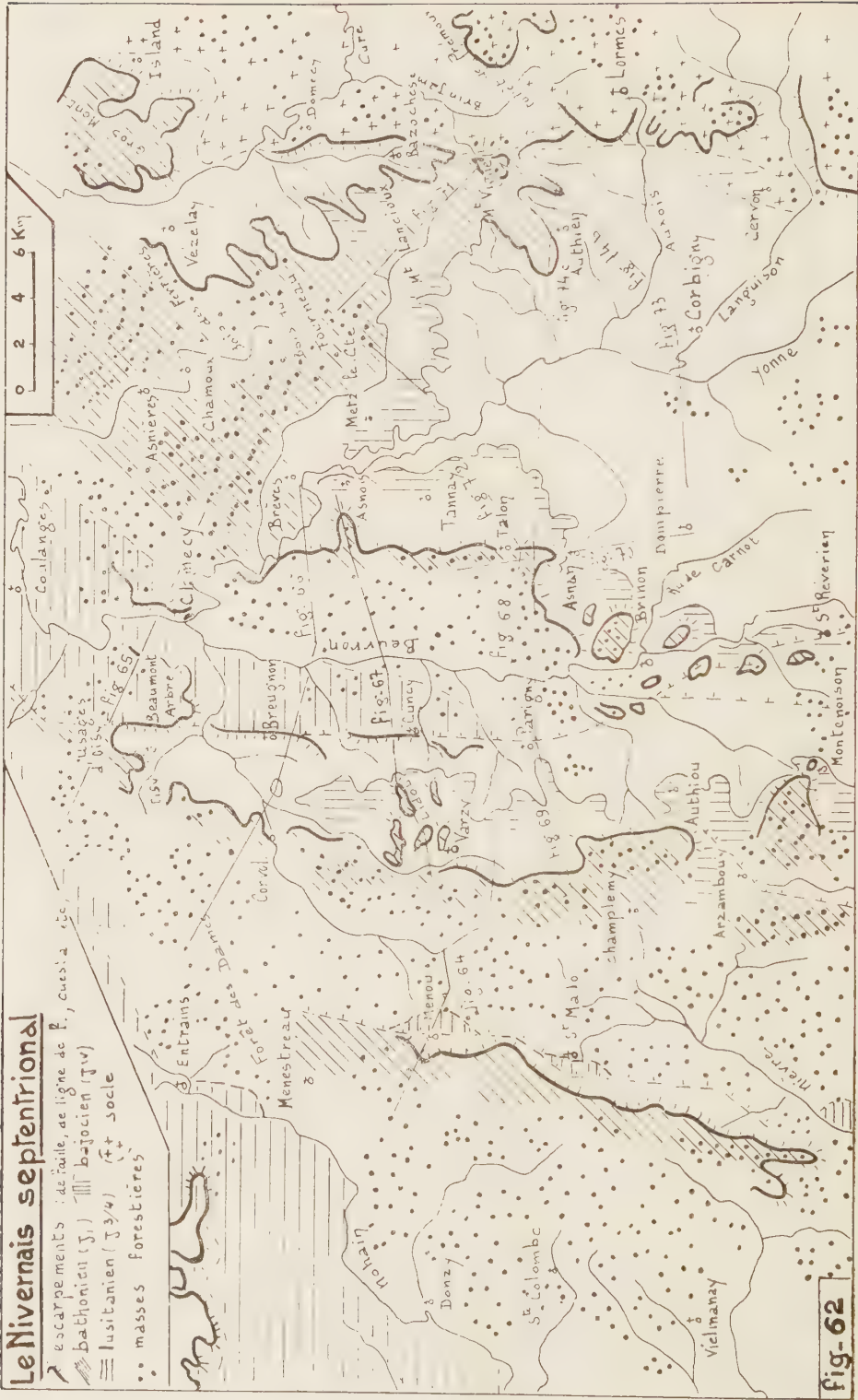


fig-62

Les déformations de la surface aquitanienne

36° courbes de la surface reconstituée (en dam)

faïlles pré-aquitaines.

faïlles et flexures néogènes

Voie

Fig. 60

Entr.

32

28

24

34

30

26

22

18

14

10

6

2

38

34

30

26

22

18

14

10

6

2

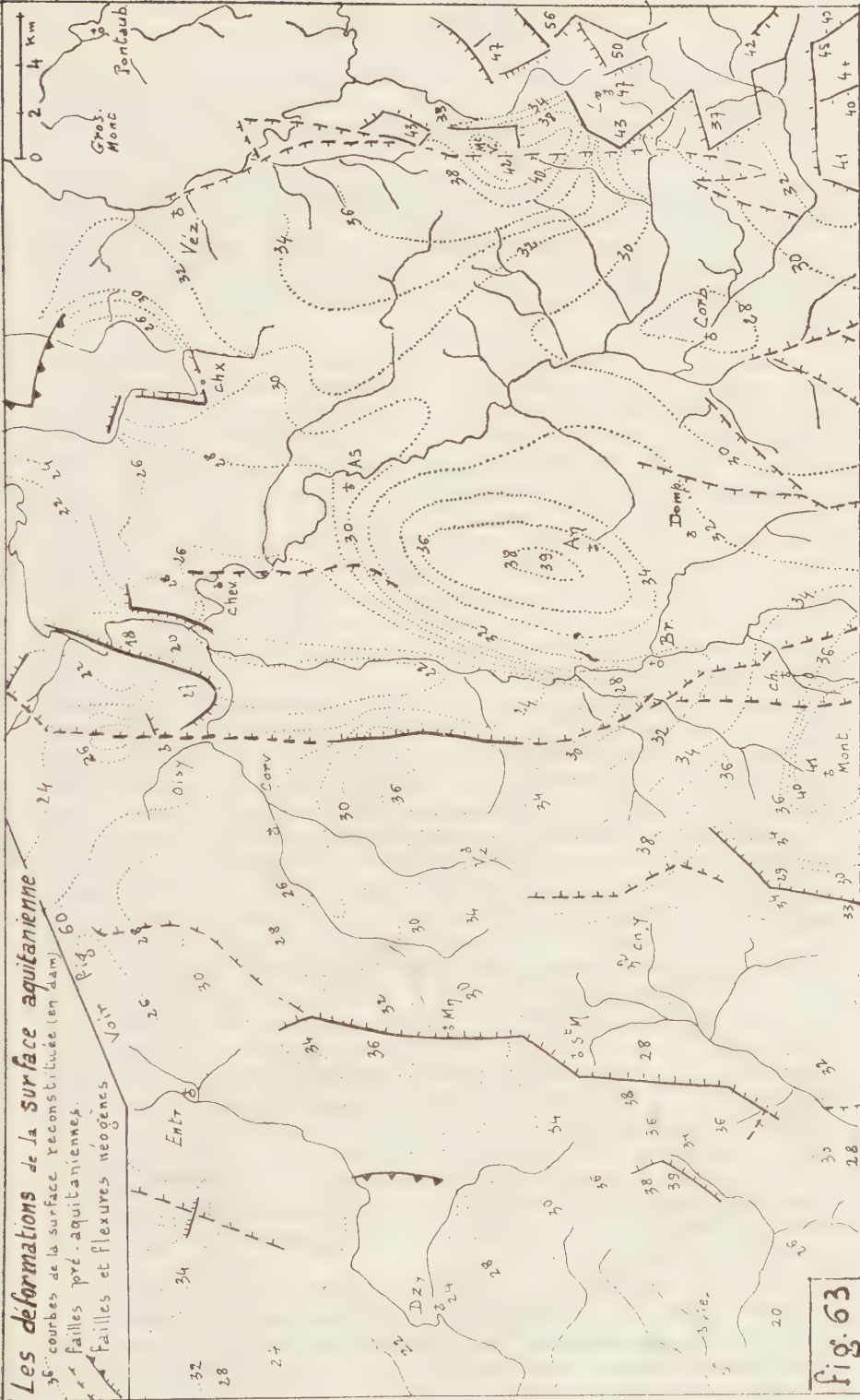


Fig. 63

D 12 La faille-test de Menou

Le Nivernais septentrional passe en transition insensible à la Puisaye calcaire étudiée aux chapitres C 6... Leurs problèmes ne sont pas très différents à ceci près que les failles, peu importantes au nord et entièrement nivelées, s'affirment dès les premières pentes nivernaises au point de paraître commander l'évolution du massif.

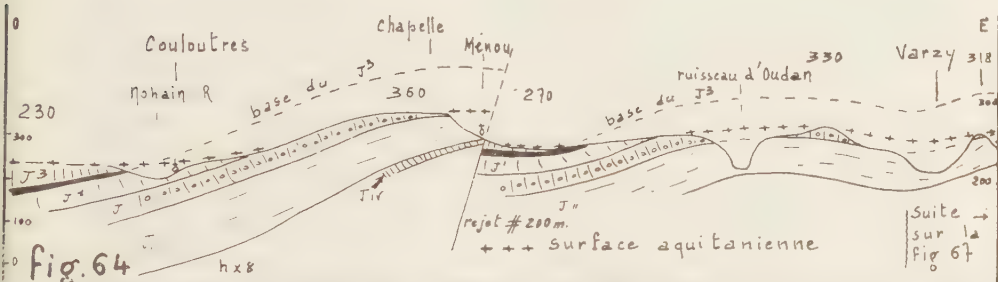
La figure 62 montre qu'il en existe trois, toutes alignées du nord au sud : la faille bordière du Morvan, celle de Cuncy-Oisy, celle enfin de Menou-Saint-Malo. X. de Planhol a consacré quelques lignes à cette dernière (1946 p. 6). Née à l'Oligocène puis nivelée au cours du Miocène, elle aurait connu un rejeu pontien (m^4), d'où l'importance de son escarpement actuel qui oscille entre 80 et 100 mètres. C'est certainement par référence à cette étude que Mme Beaujeu-Garnier (1956 p. 63) écrit « ... mais certains secteurs ont sans doute encore rejoué postérieurement (à l'Aquitarien) comme cela a été avancé pour la grande dislocation de Menou ». Ce léger scepticisme (et que semblent partager les auteurs de la notice de la feuille Nevers) nous paraît bien injuste, car les choses sont rarement aussi claires.

Observons la figure 64. Elle montre que le rejet de la faille est environ le double de la valeur de l'escarpement actuel. L'accident sépare deux éléments de surface d'érosion qui se ressemblent en tout point. Chacun tranche les mêmes étages jurassiques, du Rauracien-Argovien ($j^{3/2}$) au Bathonien supérieur ($j.$), et plus à l'est, la cassure de Cuncy, jouant le même rôle que celle de Menou, fait réapparaître une troisième fois les mêmes terrains. Tout se passe comme si une première série de cassures avait affecté une plaine entièrement façonnée dans les calcaires du Rauracien inférieur et de l'Argovien, cassures dont les escarpements auraient été entièrement nivelés. Après quoi, la nouvelle surface d'érosion, ployée par des mouvements à moyen rayon de courbure dont le style souple nous est maintenant familier, se serait redéchirée. Et en effet nous avons interprété la « côte » de Puisaye et la dépression calcaire qui l'accompagne comme résultant d'une torsion subie par la surface aquitanienne laquelle avait auparavant nivelé des failles (Thury, Perreuse) probablement oligocènes. Or il est visible que la surface d'érosion qui façonne le revers de l'escarpement de Menou passe en continuité à celle de la Puisaye. Le rythme évolutif est donc le même d'un lieu à l'autre. C'est la même onde tectonique qui, au cours du Néogène, a balayé toute la région. La seule différence est qu'à Menou, la faille a rejoué.

On voit à quel point nous sommes d'accord avec X. de Planhol. Une seule divergence : celui-ci parle de rejeu pontien. Nous n'oserons pas être aussi précis. La croyance en une tectonique pontienne appartient au bagage des géologues alpins et méditerranéens. La

transporter dans le Bassin de Paris est gratuit. En fait l'exemple du Sancerrois est là pour nous rappeler que dès le Miocène moyen, sinon le Burdigalien supérieur, des déformations importantes se sont déjà produites. Mais comme des mouvements plus tardifs ont encore animé ce secteur (bassin de la Grande-Sauldre, golfe falunien...) il serait téméraire de choisir entre eux pour dater l'accident de Menou.

On peut tout de même observer que celui-ci paraît bien frais. De la petite chapelle dominant Menou le regard peut embrasser les



deux versants de la « cuesta ». Vers l'ouest, le revers boisé s'incline rapidement, profondément disséqué par un vallon sec dont la tête a réussi à entailler dans le front de côte une sorte d'échancrure ou de col par lequel passe la route de Donzy. Ce vallon porte des traces évidentes de modelé périglaciaire, avec de très beaux amphithéâtres d'amont épanouis dans les calcaires marneux du Bathonien moyen et un profil en long désorganisé par les coulées de solifluction. La fermeté et l'encaissement de ces formes tient évidemment à la surrection du bloc de Menou, et l'ensemble ne donne pas l'impression que la vallée ait connu une bien longue évolution avant d'être saisie, remodelée et figée par la cryoturbation. Du côté de l'est la concavité bien nette de l'escarpement, à peine interrompue par un replat dû à l'affleurement des calcaires bajociens, ne s'apaise qu'aux premières maisons du village qui chevauche la faille. Le recul du talus est donc très faible et son caractère rectiligne sur la carte confirme cette impression de fraîcheur. Plus loin encore, au-delà de l'étroite clairière cultivée, on ne voit plus que le moutonnement d'une forêt qui reprend de l'altitude et s'enlève avec, à l'horizon, dans une échancrure, le bloc quadrangulaire du Mont Lidou qui renouvelle, vis-à-vis de la faille de Cuncy, les aspects de la région de Menou. Ce site fournit, dans sa simplicité, une des meilleures synthèses nivernaises qui soit.

*
**

La carte géologique figure au pied de l'escarpement un large placage d'argiles dites « pliocènes » sous lesquelles on a extrait du minerai de fer. Je n'ai pu voir celui-ci en place. Ce qu'on

constate, par exemple aux Ecourieux, ce sont des amas de scories (quercy) qui bossuent les champs et les friches (latiers). Il arrive qu'on exploite encore ces débris de forge tant leur teneur en fer est grande (ce fut le cas en 1939). L'un de ces monticules éventré m'a fourni des débris de roche ferrugineuse non altérée par le feu et dont l'examen ne manque pas d'intérêt.

Il s'agit d'un sable argileux et légèrement gréseux où la fraction fine est extrêmement importante mais qui peut contenir des quartz de 2 mm. Dans un fond ordinairement ocre-jaune ou rougeâtre des zones de rubéfaction plus intense apparaissent dans lesquelles un concrétionnement tend à isoler des noyaux de sablon ferrugineux déjà durcis. Il arrive ainsi que des blocs de sable s'apparentent à une sorte de latérite truffée de pisolithes de fer à tous les stades de l'évolution. Parfois le minerai prend l'aspect d'une substance noire, brillante et cristallisée où l'électro-aimant révèle la magnétite. Mais le plus souvent les feuillets concentriques, noirs, violets, rouge-sanguine... enrobant un noyau d'argile sableuse durcie, évoquent la structure du minerai berrichon mais avec quelque chose de moins parfait, d'inachevé. Je n'ai pas rencontré en tout cas l'aspect dit « géodique » des minerais du Crétacé inférieur. Il doit s'agir par conséquent d'une altération éocène de type sidérolithique. Mais la gangue, le sable argileux, est bien faite d'éléments crétacés. Le caractère « émoussé » voire « arrondi » de beaucoup de quartz examinés à la taille caractéristique de 0,3 mm ne laisse aucun doute. Par contre l'abondance de la poudre quartzeuse (quelques microns), l'hétérométrie, la forte proportion d'argile, rappellent les autres gisements du Crétacé transgressif déjà analysés vers Etains, Entrains, Druyes (chap. C 62). Plus à l'est les grandes carrières de calcaire argovien montrent de profondes poches karstiques de plus de 5 mètres, retouchées sans doute par la cryoturbation et les fentes en coin et garnies d'une argile rouge et sableuse où le matériel crétacé abonde encore. Il y a donc de grandes chances pour que la surface d'érosion qui tranche le Jurassique moyen dans l'angle de faille de Menou appartienne aux topographies infra-crétacées.

Quant aux argiles « p¹ », j'ai pu les observer vers Saint-Malo (cimetière). Elles sont jaunâtres et privées de cailloux, sauf en surface où ils abondent localement. Leur lavage abandonne un résidu de sable fin, bien émoussé et de nombreux granules noirâtres riches en manganèse. En général ce minéral abonde dans les formations d'eaux froides, terrasses caillouteuses, moraines. Mais il s'y concentre en longues lentilles noires horizontales à la limite d'un plan d'eau, dans la zone de réoxydation. Ici, à Saint-Malo, il s'agit de ponctuations disséminées dans la masse. On songe plutôt à un remaniement d'une altération pédologique de type chaud. La formation argileuse se présente comme un dépôt lacustre, ou mieux une nappe d'épandage au pied d'un glacier d'érosion. Et de fait, elle dérive certainement des argiles du Bathonien inférieur et surtout du Lias qui affleurent sur l'escarpement de faille. Façonnement pliocène de climat sec ou phase périglaciaire ancienne suivie d'un interglaciaire chaud ? Il est difficile de décider. Sans faire du rejeu de la faille un événement quaternaire, ces considérations n'incitent pas tout de même à le vieillir beaucoup.

Si l'angle de faille a préservé un élément de surface infra-crétacée, sur la lèvre soulevée on devrait s'attendre par contre à trouver des traces du passage de l'aplanissement aquitainien (1).

(1) Le calcaire bathonien qu'on a exploité à côté de la chapelle de Menou porte, sur certains blocs, des traces de coloration saumon, analogues à celles qui caractérisent le fameux conglomérat chattien de Bourgoigne.

Autour des Lacs le sol forestier et les champs ne m'ont fourni que des débris de chailles. Beaucoup sont informes; certaines présentent des traces d'éroussé parfois réussies (indice 0,310); mais toujours l'impression prévaut que l'aspect pseudo-arrondi de ces roches tient plus à leur forme originelle qu'aux progrès de l'usure. Dans les calcaires argoviens de Menou on en peut voir en place, souvent ovoïdes, bien régulières, sans les apophyses compliquées du silex de la craie; elles se soudent aux calcaires encaissants par une épaisse zone corticale de plus en plus spongieuse vers la périphérie, de sorte que celles qu'on trouve libres dans les poches karstiques voisines paraissent friables et tendres alors que le noyau résiste à la masse des carriers. On comprend que le transport de ces concrétions siliceuses ait pu rapidement leur conférer l'aspect d'un « galet » fluvial très évolué.

Lors de notre analyse de la formation à chailles et silex roulés dite « ludienne » de Puisaye et de la vallée du Loing (chap. C 52) nous avons été amené à séparer du gros de la trainée faite on le sait de galets marins d'âge crétacé, une nappe de grosses chailles jurassiques d'éroussé très appréciable et pourtant très différent. Il s'agissait de gros galets oblongs, voire de boules, où les traces d'usure fort nettes n'apportaient que des retouches de détail à une forme naturellement très simple. Or de tels individus jonchent les premières pentes du massif nivernais parmi les éclats informes de chailles non éroussées du sous-sol forestier. J'en ai rencontré dans la Forêt aux Dames, vers Ménéstréau; ils abondent autour de Donzy dans le pseudo a¹ et plus au sud (Suilly la Tour, Sainte-Colombe), c'est-à-dire à l'ouest de la faille de Menou; la carte en signale deci-delà dans la dépression de Puisaye; on en voit notamment au pied de la « côte » où ils ont glissé depuis le plateau lors du façonnement de celle-ci. Il est bien évident que cette nappe n'a pu prendre l'extension qu'on lui connaît qu'à une époque où les gauchissements miocènes ne s'étaient pas encore déclenchés. Elle est pour nous la preuve d'une activité morphologique considérable succédant à la première crise tectonique, celle de l'Oligocène; elle résulte de la destruction des escarpements de failles jurassiques dont l'élément calcaire et argileux a été dissous ou dispersé et dont ne subsistent que les noyaux siliceux; autrement dit elle jalonne et démontre l'existence de la surface aquitanienne.

Ajoutons qu'il est possible souvent de deviner l'étage originel de ces noyaux. Les calcaires argoviens à grain fin de Menou contiennent des chailles de même structure, analogues aux cherts crétacés; celles du calcaire oolithique du Bathonien supérieur montrent fréquemment des traces d'oolithes silicifiées; des restes d'organismes peuvent subsister dans la pâte siliceuse. On comprend qu'un spécialiste aussi averti que P. Jodot (1925) ait pu retrouver et signaler sur les feuilles Nevers et Clamecy, dans le manteau des sols décalcifiés, le souvenir des étages disparus. Et c'est ainsi qu'on peut noter sur le revers des escarpements de failles autrefois nivelés, maintenant rafraîchis, la preuve d'une extension générale de l'assise argovienne (j^{3/2}) sur tout le Nivernais septentrional.

Observons maintenant la carte (feuille Clamecy S.-E.). Au nord de Menou la faille disparaît mais la répartition des étages qui pointent comme en « fenêtre » dans l'anonymat du manteau forestier suggère que l'accident se prolonge en réalité loin vers le nord (voir le curieux tracé du j^3 au sud d'Étais). On y retrouve même mention d'un gisement de minerai de fer (Le Féry) sur ce qui devait être la lèvre affaissée, absolument comme à Menou. Là encore la faille fut nivelée puisque les affleurements appartiennent à des niveaux plus anciens à l'ouest qu'à l'est de son tracé. Or actuellement un axe anticlinal jalonne celui-ci, séparant les bassins de la Nohain et du Beuvron (fig. 66). C'est évidemment l'œuvre du gauchissement miocène. Du point de vue mécanique on voit bien que cet effort est du même style que celui qui a provoqué la cassure oligocène. S'amplifiant vers le sud le bourrelet anticlinal a fini par provoquer le jeu de la déchirure mal cicatrisée. D'où l'escarpement de Menou. Plus au sud encore l'accident s'apaise, le jeu cesse, et, bien que la faille se suive jusqu'à Nevers, elle n'est plus accompagnée, côté est, que par une gouttière synclinale qu'emprunte la Nièvre. Et là encore les assises argoviennes ont été conservées, supportant d'ailleurs des minerais de fer et du lacustre ludien. On en pourrait induire, comme en bien d'autres endroits des pays ligériens, que les tensions tectoniques ont commencé à se dessiner à la fin de l'Eocène.

*
* *

Une autre remarque peut encore être faite. La répartition des jalons de Rauracien-Argovien ($j^{3/2}$) ayant survécu dans les angles de failles montre qu'ils se groupaient, avant la crise oligocène, au N.-O. d'une ligne très régulière qui s'arrondit depuis la Guerche par Guérigny-sur-Nièvre, Parigny-la-Rose, Clamecy, jusqu'à Chatel-Gérard au nord de la Terre-Plaine: ligne souple, en forme de S, qui moule les contours du massif ancien et qui reconstitue d'assez près un des tracés géologiques de la surface infra-crétacée. Or, une des principales différences qui opposent Champagne Berri-chonne et Nivernais-Puisaye c'est, on l'a déjà noté, le rapide étranglement actuel des affleurements rauraciens à l'est de la Loire. C'est l'œuvre de la tectonique oligocène qui, brisant la régularité de l'auréole, a provoqué la destruction d'une des assises jurassiques les plus propices à la culture: d'où la pauvreté agricole de la majeure partie du Nivernais.

Seulement il est probable que le Rauracien n'affleurait pas vraiment avant le premier grand événement morphologique tertiaire. Un voile crétacé devait le recouvrir. Nous en avons constaté des jalons nombreux autour de Clamecy, comme à Menou au pied de la faille. Sur la lèvre soulevée de celle-ci on a exploité autrefois, au lieu-dit les Grandes Herbes, un sable blanc, argileux et fin. La petite carrière a malheureusement été rebouchée depuis et je n'en ai pu dégager que la partie supérieure. On n'y trouve guère que l'argile d'un jaune-ocre chaud, truffée de chaillles, qui consti-

tue l'essentiel de la formation dite *J barré* des cartes géologiques; mais une longue lentille horizontale de sable argileux blanchâtre s'y intercale. Les processus périglaciaires ne sont sans doute pas étrangers à cette imbrication car des quartz éolisés se retrouvent dans les deux niveaux; il n'empêche que nous tenons là un spécimen du matériel recherché.

Il s'agit de quelque chose de très analogue à ce que nous avons décrit près de Druyes-Gulène (chap. C 62). Le sable est fin, en général inférieur à 0,3 mm, mais des quartz atteignent et dépassent 1 mm (voire 5). On y trouve à la fois des grains très bien émoussés ou arrondis et d'autres, anguleux ou en éclats, ce dernier caractère s'affirmant vers les fortes tailles (2). Beaucoup de ces éléments sont ternis par un voile de silice comme on le constate dans une arène granitique en cours d'évolution. Pourtant l'argile blanchâtre, visiblement kaolinique, qui noie les grains, ne renferme aucun feldspath suffisamment frais pour être discernable. Par contre on y trouve des boulettes de sablon argileux silicifié qui rappellent beaucoup ce qu'on rencontre dans l'argile à silex sancerroise (chap. A 53). L'argile caillouteuse colorée qui constitue l'essentiel du sol forestier *J barré* de la carte) donne au lavage exactement les mêmes éléments ainsi que bien des « dragées » de quartz parfois brisées, typiques on le sait de l'Albien.

Il est inutile d'insister sur l'embarras dans lequel nous plongent ces faits. Qu'il y ait là du Crétacé moyen est évident. Une nappe continue s'étendait encore à l'Eocène sur tout le Nivernais du Nord car la formation *J barré* livre un peu partout, côte à côte avec les chailles décalcifiées et non roulées, des fragments de sablon argileux blanc, plus ou moins durcis par la silice ainsi que des concrétions ferrugineuses qu'on ne retrouve plus maintenant en place que dans les angles de failles (3). Mais cette argile kaolinique claire et cette fraction grossière et anguleuse des quartz doit-elle être interprétée comme la preuve de l'épandage, au Tertiaire, d'une nappe de sables granitiques en direction du Loing ? Ses caractères n'ont pourtant rien de commun avec ceux des sables de Sologne. Seraient-ils plus anciens, éocènes comme ceux de Brenne ? Tout bien pesé nous ne le croyons guère. Plus au nord, le faciès crétacé sableux déposé en pleine zone de sédimentation franche est de type marin, bien classé, propre, mais coupé d'horizons argileux importants (argile de Myennes par exemple). Ici on doit se trouver en présence d'un faciès littoral semi-lagunaire, semi-continental comme

(2) 66 % d'« anguleux » et « subanguleux » contre 34 % d'« émoussés » et d'« arrondis » à la taille de 0,3 mm.

(3) On voit quelle interprétation complexe nous donnons de la formation *J barré* des cartes. Née au début du Tertiaire, à la même époque et selon les mêmes processus que l'argile à silex crétacée, du moins là où le voile sableux albien n'était pas trop épais, elle a connu une évolution de type plus ou moins latéritique à l'Eocène, pour être rebrassée et réétalée par l'aplanissement aquitanien, surtout au voisinage des failles dont le nivellement lui a fourni un stock supplémentaire d'argile bathonienne. Au total le *J barré* est bien plutôt le dépôt signalétique de l'aplanissement post-oligocène qu'une preuve de l'immunité devant l'érosion des reliefs nivernais au cours du Tertiaire, comme paraît le croire Mme Beaujeu-Garnier (1948-50, p. 105 et 109). Evidemment l'intérêt agricole de la formation, très pauvre en calcium échangeable n'est pas meilleur que celui de l'argile à silex; d'où la forêt.

on l'a déjà expliqué pour la sédimentation sénonienne (chap. A 53). Le classement des éléments est mauvais parce que, dès le Crétacé, le socle du Morvan, en partie dégagé et soumis à l'action pédologique d'un climat chaud et humide, livre un matériel qui chemine par étapes vers le nord au gré des courants et du ruissellement selon le jeu des pulsations transgressives et regressives. Sans doute même la genèse des silex est-elle subordonnée à certaines conditions de dépôt car ils manquent presque totalement sur ces premières pentes nivernaises alors qu'on les rencontre plus à l'est (Parigny la Rose, Gros Mont, Mont Vigne et jusque sur le Morvan).

Tout au moins devrait-on s'étonner de trouver du matériel créacé remanié sur la lèvre soulevée de Menou, à même du Bathonien (j.) alors que son dépôt s'est effectué sur du Rauracien (j³). Mais observons qu'aux Grandes Herbes comme à Gulène près de Druyes les deux gisements de sable blanc argileux remplissent des poches incrustées dans le calcaire encaissant. Or tous deux jalonnent de très près le tracé de la faille oligocène reconstituée. D'où l'idée que les prémisses du soulèvement à l'Oligocène ont déclenché la naissance d'un karst (karst couvert) dans les cavités duquel sont descendus les sables intacts. Le nivellement de l'escarpement par la surface aquitanienne a pu ensuite épargner les parties profondes de celles-ci.

Quoi qu'on puisse penser de ces problèmes délicats il n'en reste pas moins que la faille de Menou fournit un très bel exemple du mécanisme morphogénétique proposé jusqu'ici : faible importance de l'érosion éogène, tectonique fini-oligocène de type brisant (tellement semblable à celle qui est si bien datée en Bourgogne qu'on peut se risquer à retenir cette date), aplanissement débutant à l'Aquitaniien et prolongé jusqu'à une date inconnue, gauchissements néogènes enfin, provoquant sur un secteur limité de l'ancien accident un rejeu très net dont les dernières manifestations sont peut-être tardives...

La figure 63 résume assez clairement cette interprétation pour qu'il soit nécessaire d'y ajouter un commentaire. On notera toutefois que le compartiment affaissé s'est ployé dans le sens S.-N. de telle sorte qu'il constitue une ligne de partage des eaux entre Nièvre et réseau de l'Yonne; d'où la bonne conservation de la nappe d'épannage argileuse et l'intérêt du secteur de Menou qui n'est pas trop altéré par la dissection quaternaire.

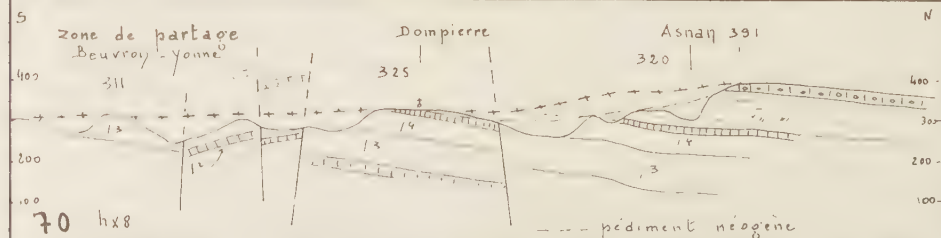
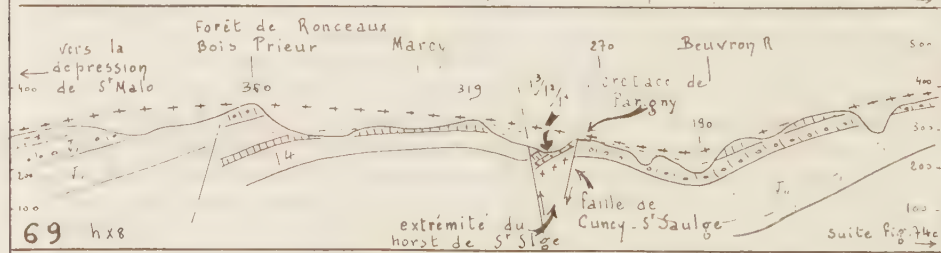
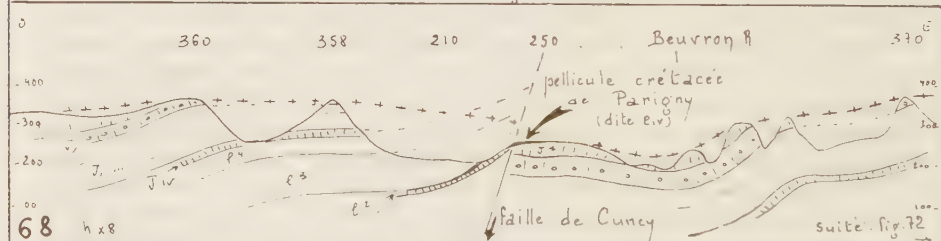
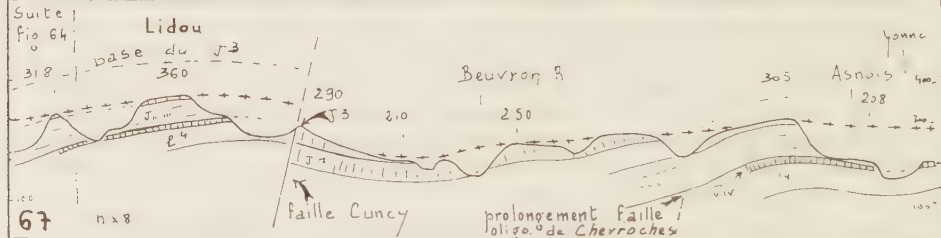
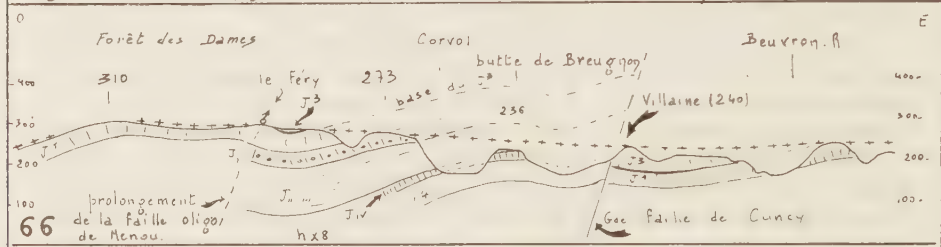
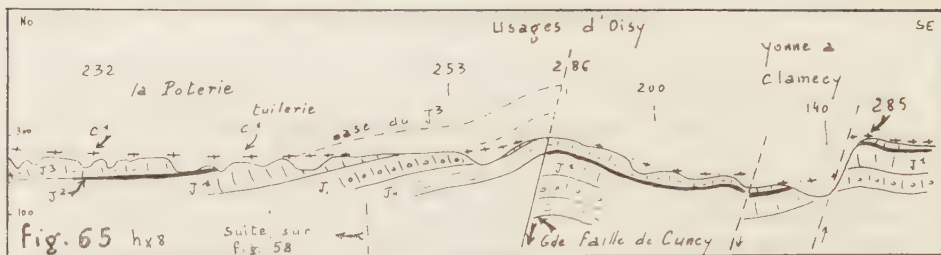
D 13 Clamecy et le bassin du Beuvron

Voici une région qui fournit sans doute l'exemple le plus clair, le plus nuancé et le plus pédagogique de morphologie nivernaise, car l'analyse peut se faire sur le terrain, d'un seul regard, au point de prendre une valeur démonstrative quasi intuitive.

Le Beuvron suit un cours remarquablement rectiligne de Brion à Clamecy, si parallèle à la faille de Cuncy-Oisy qu'il lui paraît entièrement subordonné. Mais il s'agit d'une influence tout à fait indirecte car plusieurs kilomètres séparent l'un de l'autre. De même à l'est de la rivière croyons-nous, au vu de la carte, discerner une autre faille de regard occidental cette fois, nette vers Chevroches, et qui dégénère en flexure à l'ouest d'Asnois. Mais il serait faux de dire que le Beuvron et l'Yonne de Clamecy sont adaptés à un fossé tectonique car ces deux failles ont été entièrement nivelées bien avant la genèse de tout réseau hydrographique de type « normal ».

La figure 65 montre que dans les Usages d'Oisy l'escarpement de la grande faille a été entièrement détruit par une surface qui n'est autre que celle de la Puisaye calcaire, c'est-à-dire l'aquitainienne (voir les deux figures 58 et 65 qui se prolongent l'une l'autre). Progressivement la surface infra-crétacée exhumée, encore bien conservée en Puisaye, est détruite par l'aplanissement tertiaire. Le dernier gisement crétacé à peu près en place que nous connaissions est celui de Gulène (chap. C 62). De ceux que la carte porte généreusement plus près de la faille on peut douter qu'ils soient autre chose que des blocs de grès descendus au fur et à mesure du recul de l'escarpement. Je n'ai rien vu d'intéressant à cet égard autour de Charnois pas plus que dans le bois des Usages d'Oisy côté ouest. Quand on franchit l'accident à Villepreux celui-ci se signale simplement par la brusque augmentation des fragments de grès ferrugineux crétacés très résistants mais émoussés qui jonchent les champs. On sait par contre (chap. C. 62) que le vaste placage dit e iv autour de Beaumont-Arbre est formé de sable crétacé, vraisemblablement albien, mais silicifié (4). Son ampleur, le nombre et le volume des blocs garantissent son caractère en place. Par contre les gisements signalés à Misery, Surgy, sont faits de blocs isolés qui sont beaucoup moins probants. De ce côté de la faille on retrouve donc jusqu'à un certain point les conditions analysées plus haut autour de Menou à ceci près qu'aucun rejeu de l'accident ne peut être décelé. Toutefois la tectonique néogène a fortement perturbé les environs de Clamecy. Les Usages d'Oisy forment un dôme anticlinal. Le flanc est du bloc est basculé en direction de l'Yonne comme on le voit très bien d'Andryes. On

(4) L'âge sparnacien de cette silicification n'est pas prouvé. Le phénomène n'affecte que le sable crétacé du compartiment déprimé. Pourquoi ne serait-il pas lié aux mouvements oligocènes? On a déjà dit que les sables stampiens de la région parisienne tirent leur origine de l'Albien des environs de Joigny, Auxerre, peut-être de Clamecy. Nos grès de Beaumont-Arbre pourraient être de l'âge de ceux de Fontainebleau auxquels ils ressemblent énormément.



le bassin du Beuvron et la faille de Cuncy. +++ surf. aquit.

a déjà dit au chapitre précédent que le vieillissement progressif des assises jurassiques en direction du S.-E. résultait d'un jeu d'« auréoles » dont le dessin général reproduit de fort près la situation infra-crétacée. Rien n'autorise à croire par exemple que le Rauracien ait beaucoup dépassé Clamecy vers le S.-E. à cette époque. D'où sur la figure 65 l'obligation d'incliner la surface aquitanienne, héritière de l'infra-crétacée.

D'autres cassures, relativement récentes, paraissent vraisemblables. Celle que suit l'Yonne à l'aval de Clamecy et qu'X. de Planhol a figurée sur la carte au 1/400.000 du Bassin de Paris (1956) est rendue évidente par l'examen de la carte et plus encore par la silhouette du bloc vigoureux, incliné au nord, qui porte la cote 285. Mais le long de la faille d'Oisy il en est de même. Quand de Charnois on descend sur Oisy on retrouve des aspects semblables en regardant vers l'est. C'est la même rocaille stérile des escarpements rauraciens. Le même mouvement de bascule des blocs vers le N.-O. Cela est vrai du compartiment de Beaumont-Arbre mais également de celui, plus petit, où figure la cote 280. Et nous croyons de même qu'au sud de Beaumont-Arbre le ruisseau de Sauzay exploite, pour échapper de la zone liasique, une faille N.-O.-S.-E. à regard sud grâce à laquelle le plateau rauracien est dénivélé de 30 à 50 mètres.

Hypothèse, sans doute, mais que l'examen du paysage rend singulièrement convaincante. La figure 63 résume notre conception des faits. On notera que le jeu des accidents « récents » ne tient pas grand compte du tracé de la faille oligocène. La cicatrice paraît bien consolidée. Elle n'en joue pas moins un rôle considérable dans le relief grâce au jeu sélectif de l'érosion commandé par l'évolution récente du profil de l'Yonne. Le large amphithéâtre qui s'arrondit au nord d'Oisy, au flanc du bois des Usages, avec son cadre d'escarpements de faille dégagés et inversés, son souple modelé périglaciaire, les grèzes qui accompagnent les ruptures de pente des vallons secs du plateau de Charnois, figés dans leur rajeunissement et paralysés depuis, tout dans ce paysage que l'absence de végétation dense rend si clair constitue la plus vivante des illustrations d'une page de manuel.

*
**

Plus riche, mais plus complexe est celui qu'on découvre quelques kilomètres au sud, du château d'eau de Villaines. On se trouve là sur l'extrême bord de l'escarpement de faille inversé. La dénivellation est faible mais localement vigoureuse car le contraste lithologique est net entre les marnes du Lias et les durs calcaires rauraciens qui percent sur le versant. Saisissante aussi l'opposition des sols et des cultures; c'est un véritable coin de Champagne céréalière que la faille d'Oisy enfonce au sein d'une région bocagère et forestière.

Près de Villaines, sur le calcaire, de très grosses dalles de grès (plusieurs mètres) peuvent être observées, quarante mètres plus

bas que celles de Beaumont-Arbre; là encore la surface aquitaniennne n'a guère entamé l'infra-crétacée; mais la différence des altitudes confirme le témoignage des yeux relativement à l'existence d'une faille N.-O.-S.-E. suivie par le ruisseau de Sauzay. De Villaines, le décrochement en altitude du bloc de Beaumont est très sensible ainsi qu'une légère bascule à l'ouest, d'autant plus que le compartiment rauracien sur lequel on se trouve s'incline au contraire vers l'est. Le non rejeu de la faille d'Oisy est perceptible également, car vers le nord, l'horizon est fermé par une ligne régulière et boisée qui unit les friches de Beaumont-Arbre, les Usages d'Oisy et les forêts de Billy et de Trucy. La figure 66 montre que la plaine aquitaniennne, incurvée en gouttière au creux de laquelle s'est installé le Beuvron, n'a nulle part subi de déchirure.

Qu'on se tourne maintenant vers le sud et la conclusion opposée s'impose. Le long escarpement de faille inversé d'une vigueur parfois surprenante sépare deux domaines de modelé différent. A main droite, derrière la butte de Saint-Pierre, on distingue parfaitement la table du Mont Lidou, basculée vers l'ouest. Son sommet est rigoureusement plat; il correspond à la surface aquitaniennne qui s'élève régulièrement depuis le pied de la faille de Menou, avec toutefois une inflexion synclinale à laquelle s'est adapté le ruisseau de Varzy. L'œil peut suivre l'ascension de la surface depuis le Lidou jusqu'au droit de la faille. A main gauche, la table de calcaire rauracien s'incline à son tour vers l'est. Mais, alors qu'au-dessus de Villaines et de Breugnon son altitude n'est que de 240 m et son « pendage » modéré, en face du Lidou, une curieuse torsion l'affecte au voisinage de la faille où elle se hisse à 290 m. On a nettement le sentiment que l'effort anticlinal qui a gonflé le bloc de Varzy a entraîné dans son mouvement une partie du compartiment autrefois affaissé. Mais on voit très bien qu'en dépit de cette cambrure, la continuité de la surface aquitaniennne n'a pu être maintenue; elle s'est déchirée. C'est ce que résume la figure 67. Le panorama de Villaines est donc remarquable puisqu'il permet de saisir le point précis où commence le rejeu de la faille.

Le reste de cette morphologie est d'interprétation aisée, à condition qu'on s'en tienne aux schémas scolaires. L'inversion de relief se comprend d'elle-même si l'on observe que la surface aquitaniennne tranche les marnes du Bathonien inférieur au-dessus de la future dépression. Du front de l'escarpement composite (originel en haut, dégagé et même exagéré en bas) les ruisseaux qui descendent vers la gouttière synclinale NS qu'emprunte le Beuvron ont réalisé à la traversée de l'escarpement inversé une série de petites « cluses » à l'amont desquelles des esquisses de ruisselets subséquents ont affouillé les marnes. C'est en somme une reproduction à échelle réduite du célèbre paysage de Saint-Romain et de l'Arrière-Côte beunoise.

La dissection du bloc soulevé, beaucoup plus poussée qu'aux environs de Menou n'impose pas forcément l'idée d'un âge plus ancien des mouvements tectoniques. Elle est due à la plus grande densité du réseau et à son orientation provoquée par le froissement plus vigoureux de la surface aquitaniennne. Surtout, de Menou à Varzy, on est passé du bassin de la Loire à celui de l'Yonne (thalweg à Clamecy : 146 m, contre 180 à Donzy). Mais on peut douter que les étapes de

cette évolution soient faciles à reconstituer. Vigoureusement modelées par les processus périglaciaires, les pentes marneuses n'ont guère dû conserver de formes « cycliques » et la recherche d'une introuvable excavation est décevante. L'alternance des calcaires oolithiques du Bathonien supérieur, des marnes du Bathonien-moyen et inférieur, de la dalle bajocienne et des argiles liasiques, fait surtout que ce paysage est dominé par les formes structurales. Le Lidou avec ses flancs concaves bien dessinés que le reflux des cultures n'a pas encore voilés de broussailles, est cerné par une large banquette bajocienne, et si l'ensemble ne manque pas de grandeur, son analyse ne mène pas loin.

*
**

En direction du sud, la couverture végétale très dense, l'importance des formes structurales, la vigueur des processus périglaciaires qui ont façonné les pentes marneuses d'un seul jet, rendent l'étude de plus en plus malaisée. Mais du point de vue qui nous occupe, l'examen des cartes et des profils géologiques permet de faire progresser l'analyse. La figure 68 rend toujours vraisemblable l'idée d'un rejeu de la faille. Le dépôt de Parigny-la-Rose, dit « e iv » comme celui de Beaumont-Arbre, en est pourtant bien différent. Il s'agit d'un résidu crétacé : silex abondants, volumineux et non roulés, à pâte blanche ou translucide, tantôt cherts, tantôt silex francs; grès ferrugineux analogues à ceux du Vierzonnais et d'Humbligny, dragées de quartz albiennes nombreuses et de belle taille (jusqu'à 27 mm)... Cette formation garantit en ce point le respect de la surface infra-crétacée, partant le passage de l'aquitaniaenne ou du moins de celle qui, au Tertiaire moyen, a nivelé la première apparition de la faille. En fait, les conditions sont exactement les mêmes qu'à Varzy dont le bloc se continue ici. On voit également que la gouttière synclinale du Beuvron existe toujours, plus étroite mais plus affirmée, et qu'elle ne peut être que postérieure à la surface d'aplanissement. D'une manière générale les mouvements tectoniques néogènes ont été ici plus puissants et plus ramassés. L'ascension vigoureuse de la surface sur la rive droite du Beuvron annonce la proximité du Morvan.

Or, quelques kilomètres au sud (fig. 69) la nécessité d'un rejeu ne paraît plus s'imposer autant. C'est que le bloc de Varzy a été relayé par celui de Champlémy, plus éloigné de la faille et orienté différemment, de sorte que les tensions qui ont créé ces volumes au Miocène n'ont pas exercé le long du vieil accident oligocène le même effort d'arrachement au sud qu'au nord. Sans doute est-il délicat de préciser l'endroit exact où la faille de Cuncy-Oisy a cessé de rejouer, mais on ne peut guère le chercher beaucoup au sud de Parigny.

En effet, plus au sud encore, le non rejeu de l'accident devient évident. Observons les environs de Brinon. Une série de buttes boisées s'échelonne au sud du bourg, jalonnant le côté affaissé de la faille. Les auteurs de la carte y ont porté le signe J barré, et de fait, dans les bois d'Ollecy par exemple, on ne trouve que le manteau habituel du sol rougeâtre chargé de chailles pour la plupart non roulées ainsi que des traces de sable quartzeux crétacé. Depuis le

dépôt de Parigny où il est impossible de ne pas situer le passage du grand aplanissement post-oligocène, l'altitude s'est élevée très régulièrement de butte : 250, 270, 280, 310, 320 m. enfin dans les Bois d'Ollecy. Cette dernière est couronnée de Bathonien supérieur ce qui, compte tenu du vieillissement progressif du nord au sud des étages conservés par la grande surface dans le compartiment affaissé depuis Clamecy jusque Brinon, contribue à renforcer l'impression que le sommet de la butte d'Ollecy appartient toujours à la même unité morphologique. Vers l'ouest, à une dizaine de kilomètres, la surface se retrouve à l'ouest d'Authiou vers 380 m. où elle nivelle des failles qui n'ont jamais rejoué. La différence d'altitude d'un point à l'autre est l'œuvre de la gouttière synclinale du Beuvron qu'on peut suivre ainsi de Clamecy à Ollecy.

À l'est de Brinon et Ollecy s'ouvre une large dépression qui mène au bassin de Corbigny et à l'Yonne. Au centre, Dompierre est installé sur une petite plate-forme située encore à 320 m.; elle nivelle une faille et tranche indifféremment Lias supérieur, Bajocien, et Bathonien inférieur. Au sud s'étendent les vastes espaces plans du Bazois qui tranchent divers étages fracturés du Lias selon un plan doucement incliné (310, 300, 290 m...). Il nous paraît hautement vraisemblable que ce soit la même surface d'érosion qui, gonflée à 380 m. vers Authiou comme elle l'est partout à l'ouest de la grande faille, s'incline peu à peu, frôle la butte d'Ollecy (320 m.) et forme le plateau de Dompierre (320).

Au nord du village au contraire, un long versant modelé dans les marnes bathoniennes mène à un éperon calcaire qui domine Asnan de ses 390 m. Cet éperon n'est que l'extrémité du plateau de rive droite du Beuvron qui s'élève depuis les faubourgs de Clamecy d'une façon très progressive. Or vers Clamecy il s'agissait évidemment de la même unité morphologique que les plateaux rauraciens de rive gauche (Villaines) où nous avons reconnu le passage de la surface post-oligocène. C'est donc elle qui s'élève le long de la rive droite du Beuvron jusqu'au-dessus d'Asnan. On est ainsi amené à admettre que la large dépression qui s'ouvre au sud du bloc d'Asnan a une origine tectonique en ce sens qu'elle résulte d'un ensemlement de la surface post-oligocène (fig. 70). De Dompierre à Asnan-Talon, les mouvements néogènes ont créé une inversion tectonique.

C'est l'ensemble de cette construction qu'on trouvera résumé sur la figure 63. La gouttière synclinale du Beuvron en est l'élément principal, serrée à l'est par le dôme d'Asnan-Talon, et bordée à l'ouest par les blocs de Varzy et de Champlemy, le premier de ces deux môles si rapproché de la cicatrice oligocène qu'il l'a redéchirée. On notera la relative indépendance des deux trames tectoniques et la remarquable adaptation du réseau à la seconde mais non à la première, ce qui entraîne un certain nombre de surimpositions. Ce fait, déjà clairement signalé par X. de Planhol (1946) montre à quel point il est dangereux de vouloir expliquer les tracés hydrographiques à l'aide des seules structures profondes,

c'est-à-dire des coupes. C'est aux déformations de la plaine née au début du Néogène qu'il faut s'adresser, à l'exclusion des faits antérieurs qui ne commandent que les formes de détail.

Un postulat subsiste toutefois dans notre reconstitution : c'est l'assimilation de la surface de Dompierre à la plaine d'érosion post-oligocène. Il est bien certain qu'en l'absence de dépôt que nous n'avons pas su trouver, l'hésitation est permise. Mais la forme générale du dôme d'Asnan-Talon ne peut guère être mise en cause, non plus que celle de la large dépression où siège Dompierre; le tracé du Rû de Carnot, branche amont du Beuvron, en fait foi. Les pentes tectoniques qui rayonnaient sur le flanc sud du dôme ont dû être façonnées par des glacis d'érosion analogues à ceux que nous avons décrits sur les deux flancs du Sancerrois. Mais dans ces marnes, le ruissellement quaternaire a bouleversé les anciennes topographies. Seul s'impose dans le paysage l'ample replat structural bajocien. Quelque chose de l'ancien glacis transparaît encore toutefois sur la figure 70. Prolongé vers le sud-est ou l'est, il atteindrait l'Yonne.

Le problème de la dépression de Dompierre nous amène ainsi à soulever celui, beaucoup plus redoutable, du bassin de Corbigny

D 14 La région de Corbigny

D 141 — UN TYPE DE CONTACT NUANCÉ

L'angle N.O. du Morvan et son cadre sédimentaire constituent un des ensembles les plus riches en problèmes d'un massif qui n'en manque nulle part et dont géologues et morphologues ont depuis longtemps reconnu l'intérêt exceptionnel. On sait qu'une dépression modelée dans le Lias l'enveloppe sur trois faces, dépression que limite une remarquable cuesta jurassique prolongée aux deux ailes par des escarpements de failles (Saint-Saulge et rebord occidental de la Montagne Bourguignonne). Mais la figure 62 montre que la continuité de ce sillon n'est pas parfaite. En un point, le célèbre Mont Vigne, la masse effilée des plateaux calcaires vient se souder au socle et l'importance du manteau forestier ainsi que la constance des altitudes rendent le contact assez difficile à déceler sur le terrain. Au nord de ce secteur remarquable une étroite dépression suivie par le Rû de Bazoches s'élargit peu à peu, prolongée par la percée de la Cure qui réalise devant Vezelay un « entonnoir » assez classique quoique dissymétrique. Mais il faut dépasser au N.E. les buttes du Gros-Mont pour voir s'épanouir brusquement la Terre-Plaine qui, à son tour, vers l'angle N.E. du massif, se fond dans le vaste bassin de l'Auxois. Ainsi de l'est vers l'ouest, la dépression périphérique du Morvan s'est-elle progressivement amenuee pour disparaître au Mont-Vigne.

Or, au sud de celui-ci, s'ouvre l'ample couloir du Bazois qui, dès le parallèle de Lormes a déjà 18 km de large alors que bien au sud, devant Saint-Saulge, il n'en mesure guère que 22. Le Bazois a donc une forme grossièrement rectangulaire ; il ne se dégage pas lentement de l'étreinte des plateaux calcaires depuis le point de soudure du Mont Vigne comme le fait la Terre-Plaine. Celle-ci résulte de la coalescence de plusieurs percées conséquentes : Cure, Cousin, Serein, Armançon. En Bazois, seule l'Yonne réalise un dispositif semblable, analogue dans son tracé à celui de la Cure ; plus au sud, le couloir défini par les deux massifs de Saint-Saulge et du Morvan paraît bien être d'origine tectonique. On peut se demander dans ces conditions si le bassin de Corbigny qui constitue en somme la partie nord du Bazois doit son ampleur à la seule percée de l'Yonne.

Là réside à notre avis le principal problème posé par cette région. Il y a de part et d'autre du Mont Vigne une trop grande et trop rapide différence de style entre les divers éléments de la dépression périphérique du Morvan, contraste dont à notre connaissance on n'a pas donné encore d'explication satisfaisante.

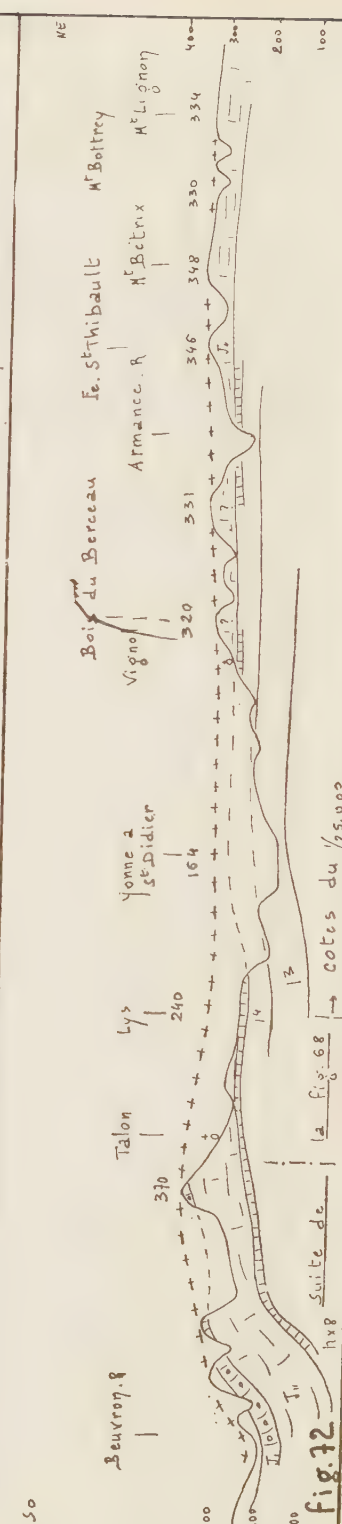
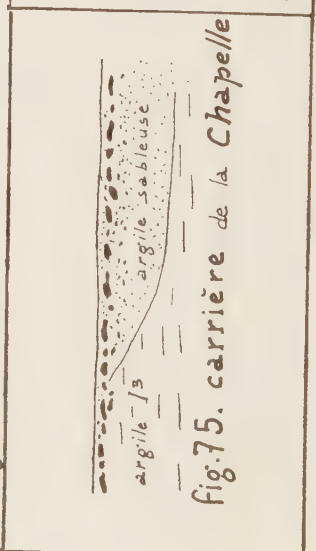
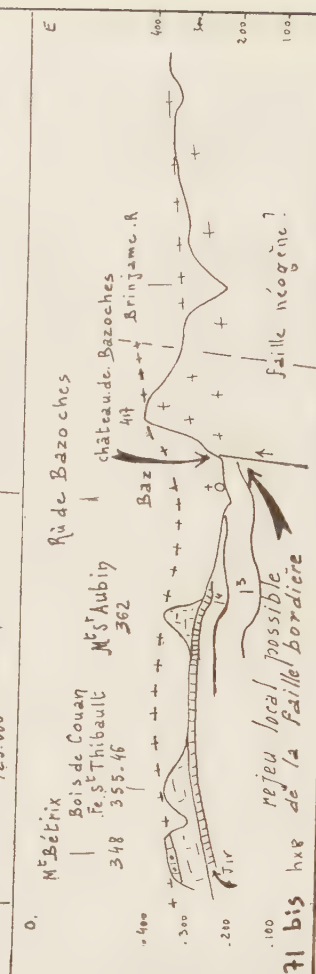
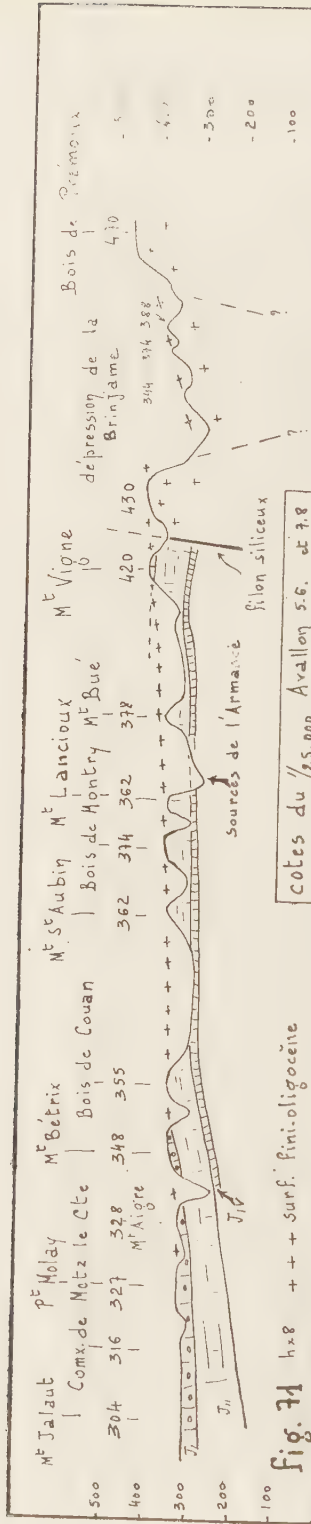
On doit à Mme Beaujeu-Garnier (1948-50) une étude du Morvan remarquable à bien des égards et qui soulève tant de problèmes communs au Nivernais qu'il nous paraît nécessaire d'en résumer brièvement ici les conclusions.

Pour cet auteur, et contrairement à de Martonne, la pénéplaine post-hercynienne qui se dégage si nettement à la périphérie peut être suivie jusque sur les plus hauts sommets où les dislocations tertiaires expliquent l'anarchie apparente des éléments de surface basculés. Les mers jurassiques et crétacées auraient toujours épargné un secteur centre-sud, de sorte que le climat chaud et humide de l'Eocène a pu façonner aux dépens des roches cristallines cette topographie molle et empâtée d'arène qui règne autour des Settons : c'est le « Morvan pourri » dans lequel on a pu découvrir ici et là des poches d'argile kaolinique très évoluée où tous les feldspaths ont disparu. Une partie de ce noyau central a été « mise en conserve » par des failles oligocènes contemporaines de celles de la Côte d'Or et dont la plus spectaculaire est celle de Moux (rive droite du Ternin). En effet cette crise tectonique a déclenché une vague d'érosion qui, tout du long du Miocène, s'acharne à faire reculer les escarpements, sans y parvenir vraiment d'ailleurs. Ainsi, sollicité tardivement par la subsidence bressane, l'effort d'aplanissement vient-il s'étouffer au pied de la faille de Moux de telle sorte qu'autour des Settons « le Morvan s'est arrêté de vivre » depuis l'Eocène. Par contre, le bloc méridional, cerné de près par les effondrements du bassin d'Autun et des fameuses cuvettes qui encadrent Château-Chinon, a vu se faufiler des couloirs d'érosion dont il subsiste des banquettes et des replats mais qui n'ont pu détruire toutefois quelques restes de vallées plus anciennes, éocènes voire crétacées. Partout l'altitude de ce niveau mio-pontien oscille actuellement autour de 550 m.

Partout sauf au nord. Les plateaux jurassiques qui encadrent la Terre-Plaine appartiennent en effet à la même surface d'érosion tapissée de débris de sables granitiques apportés du Morvan. Cette surface a mordu sur le socle dans lequel elle aurait taillé une « auréole » assez régulière située vers 400 m et qui bute au sud contre un escarpement assez émousé dominant Quarré les Tombes, Marigny... Des couloirs d'érosion s'en détachent qui remontent vers 450 m les vallées du Chaux et de la Cure. L'altitude plus basse de la surface mio-pontienne résulterait d'une attaque plus ancienne de l'érosion que les failles, en général NS, n'ont pas gênée dans sa progression comme sur le flanc est.

Pourtant Mme Beaujeu-Garnier n'ignore pas que des déformations ont affecté la surface, en particulier dans la Montagne Bourguignonne et vers Autun, liées à l'affaissement pliocène de la Bresse. Elle pense même qu'elles se sont continuées localement jusqu'au Quaternaire. Mais elle croit qu'au Pontien les pentes étaient du sud vers le nord ce qu'elles sont actuellement, formant autour du noyau central une sorte de glacis incliné vers la Région Parisienne. D'une manière générale elle n'a jamais cru à l'existence d'un véritable aplanissement tertiaire sur le massif. Même à l'Eocène, les faciès grossiers du Sparnacien (silex roulés) et du Ludien (formation à chailles), affirmés avec tant de force par P. Jodot en Puisaye, sont pour elle la preuve que l'érosion, donc les pentes, ne sont pas négligeables. C'est alors, assez tardivement dans l'Eocène sans doute, qu'auraient été dégagées les parties du socle protégées par la couverture jurassique, d'où par exemple la topographie très plane de la Forêt au Duc au sud de Quarré, que l'altération chimique éocène n'avait pu façonner comme autour des Settons. Jusqu'aux accidents oligocènes le Morvan est donc le théâtre d'un « équilibre morphologique » plutôt que le domaine d'extension d'une surface d'érosion.

Voici maintenant le point crucial du raisonnement. Au nord du bassin d'Autun, deux banquettes assez étroites mais nettes s'inscrivent en contre-bas de la surface mio-pontienne, l'une vers 440-460 m, l'autre vers 360-380 m. Toutes deux sont façonnées dans le socle mais la seconde



nivelle aussi une masse de sables granitiques caillouteux (p' ou mp des cartes) accumulés sur le Permien du bassin. Il s'agit pour l'auteur de deux niveaux d'érosion emboîtés, l'un daté (avec doute) du Villafranchien, l'autre du début Quaternaire, en fonction d'arguments assez fragiles sur lesquels nous reviendrons. Ces replats, on nous les fait suivre jusque sur le flanc SO du haut massif et dans le « Morvan troué » que le niveau villafranchien de 450 m a largement façonné. Il y affecte les roches d'une « désagrégation » qui s'attaque plus volontiers aux micas qu'aux feldspaths à l'inverse de la « décomposition » éocène. C'est lui qui apparaîtrait au flanc du Mont Genièvre, autour des cuvettes de Saint-Hilaire, de Sermages, de la Dragne... et même sur une partie de la Forêt de Montreuillon là où l'Yonne sort du massif. Plus bas encore, le long de la faille bordière, on nous montre enfin le niveau 350-320 lequel aurait nivelé aussi tout le Bazois liasique.

Or nous savons que la surface mio-pontienne ne dépasse guère 400 m dans le nord du massif. Il en résulte que dans ce secteur toutes les topographies qui oscillent autour de cette altitude doivent être considérées comme une surface polygénique, à la fois miocène et pliocène. Et l'auteur nous montre d'une manière fort séduisante, le long de l'Armançon supérieur comme sur la bordure N.O. du massif, le niveau le plus récent se dégageant peu à peu vers le Sud pour s'individualiser enfin, d'où l'étagement vers Château-Chinon et Pouilly en Auxois de replats 550 (pontiens) et 450 (villafranchiens). Vers Corbigny c'est ce niveau 450 qui aurait façonné le rebord du socle (bloc de Lormes) et, dégageant la couverture calcaire protectrice du Bazois, permis, par inversion de relief, l'épanouissement du niveau quaternaire (300) au sein des marnes liasiques.

Pour bien mesurer la portée, et aussi les limites de cette thèse, il faut la replacer dans son contexte « historique ». On retrouve dans cet ouvrage, conçu vers 1944-48, un mélange évident de procédés d'analyse encore classiques (polycyclisme) et de conceptions plus neuves. Ainsi du rôle des variations climatiques dans l'évolution des formes, voie déjà largement ouverte par F. Ruelan (1931), P. Birot (1937), A. Cholley (1943), bientôt (1948) par J. Tricart. Ainsi également d'un certain « mobilisme » encore prudent que l'auteur affirmera plus tard avec plus de netteté (1952) et qui ne fait pas toujours bon ménage avec le polycyclisme.

Quoi qu'il en soit, la région de Corbigny voit se nouer le problème avec une acuité particulière. D'où l'intérêt de cette analyse.

D 142. — AU NORD DU MONT VIGNE

Au Mont Vigne le plateau jurassique se soude au socle par un plan de faille et les altitudes (420 et 430 m) sont telles de part et d'autre que l'accident est parfaitement nivelé malgré un rejet d'au moins 200 mètres (fig. 71). Des pentes cristallines qui dominent Vassy on contemple un vaste paysage fort instructif. La ligne de faille court droit au nord, escaladant ou frôlant des buttes boisées (Montoy : 399 m, Usages de Bazoches : 417 m) formées essentiellement de roches cristallines, gneiss et granulite. Parallèlement à elles, on voit la dépression liasique du Rû de Bazoches qui s'étrangle vers le sud et meurt aux approches du Mont Vigne. Les grandes lignes de ce dispositif s'interprètent aisément. Au nord d'Avallon le socle plonge doucement sous la couverture secondaire de sorte

que la faiblesse du pendage implique la largeur de la dépression périphérique. Plus on gagne vers la corne N.-O. du massif, plus l'accident devient brutal. On passe peu à peu à une flexure vigoureuse qui dégénère en escalier de cassures si bien que vers Island la cuesta se transforme rapidement en escarpement de faille inversé, deux formes qui du point de vue génétique ont d'ailleurs bien des traits communs. Néanmoins la dépression s'en trouve fort réduite. Aux approches du Mont Vigne le plan de faille devient subvertical. La consistance des roches aidant (à la pioche la granulite est moins résistante que le calcaire bajocien qu'on exploite à côté), on comprend que le sillon liasique s'éteigne peu à peu.

On doit à A. Michel-Lévy et Ch. Vélain (1877) une remarquable étude de l'accident tectonique qui montre que le plan de faille se résout en fait en multiples fractures parallèles avec des paquets d'infra-Lias, de Lias, voire de Bathonien affaissés, souvent à contrependage de la descente générale des couches vers l'ouest.

La carte géologique (Avallon S.O. 2^e édition 1932) a singulièrement simplifié cette structure, notamment vers Bazoches. Elle comporte à notre avis pas mal d'erreurs ou d'omissions. En particulier l'épaisseur du Bajocien y a été hypertrophiée. Puissant dans le N.O. du Morvan, l'étage s'amincit beaucoup à l'Ouest où il n'aurait guère plus de 15 mètres dont 10 de calcaire à entroques (R. Mouterde, 1952, p. 427 et 431). On peut donc s'étonner que les buttes du Bois de Montry et de Saint-Aubin ne soient pas couronnées de Bathonien ; de même il paraît évident que le Bois du Berceau au Nord de Vignol est modelé dans autre chose que les marnes du Bajocien supérieur ; celle de Metz-le-Comte, avec sa corniche boisée présente la silhouette caractéristique qui est aussi celle de la butte de Brèves, plus occidentale, que la feuille de Clamecy a correctement chapeauté d'une dalle de Bathonien supérieur (grande oolithe).

En première analyse toutes les buttes qui s'ègrènent en chalet de Clamecy au Mont Vigne, posées sur la dalle de calcaire bajocien, tantôt coniques (Mont Bué), tantôt tabulaires (Mont Lancieux) paraissent bien être des formes structurales. C'est que l'étage bathonien moyen et inférieur (j. i-...), formé de plaquettes calcaires baignant dans une argile jaunâtre, contraste fortement avec la solidité des deux bancs calcaires qui l'encadrent (j. iv et j.). Les systèmes d'érosion subarides du Tertiaire comme les processus vigoureuses mais banales. Quant au Mont Vigne lui-même, si l'on consent à escalader parmi les friches la forte corniche qui domine la route de Lormes, on remarquera à son sommet l'affleurement d'une dalle de calcaire oolithique très résistant qui ne peut être que bathonien supérieur. A. Michel-Lévy et Ch. Vélain (1877) l'ont niée contre Ebray, et Mme Beaujeu-Garnier, au vu de la carte, a figuré à l'ouest de la butte une faille qui en réalité ne s'impose pas.

*
* *

Ces formes structurales n'en ont pas moins été dégagées aux dépens d'une surface d'érosion puisque la Grande-Oolithe, épaisse

de près de 100 mètres en Nivernais est ici réduite à peu de chose. Cette surface, on la reconstituera par la pensée en utilisant le sommet des buttes qui séparent le Mont Vigne du plateau boisé d'entre Cure et Yonne. Là, dans les Bois du Grand Moley, du Fourneau, des Ferrières, de la Madeleine..., les dépôts abondent. La nette description qu'en donne Mme Beaujeu-Garnier permet d'y reconnaître le même type de formation que celle que nous avons décrite autour de Clamecy (Drues-Gulène, Etais...) comme de Menou. Ce sont des poches karstiques garnies de sables crétacés (fins et souvent émoussés avec dragées de quartz) noyés d'argiles kaoliniques, rubéfiées ou non, parce que le phénomène sidérolithique a évidemment retouché ce matériel. Pourquoi a-t-il fallu que P. Jodot le considère comme sparnacien ? Sans doute la présence d'argile kaolinique est-elle embarrassante et on a vu que nous avons longtemps hésité avant de l'attribuer à un faciès littoral du Crétacé puisqu'aussi bien le Sénonien décalcifié du Sancerrois en contient. Mais ces transports seraient-ils éocènes qu'ils n'impliqueraient ni forte érosion, ni pentes sensibles à cette époque car les éléments grossiers qu'on signale dans l'argile et même le sable étaient en place avant le Tertiaire.

On sait que des silex sénoniens ont été reconnus sur cette auréole de plateau jurassique et jusque sur les premières pentes du socle. Ils sont parfois cimentés en poudingues-brèches analogues aux blocs du Sancerrois. La description qu'en a donnée Collenot (1879 p. 824-6 et 837) est d'une telle précision qu'il ne peut y avoir de doute à cet égard. Ils voisinent autour du Gros-Mont (entre Avallon et Vézelay) avec de très grosses dalles (3 m sur 2) de grès-quartzite reposant sur une argile sableuse ocrée. La même association est signalée aussi au N.O. de Châtel-Censoir dans la boucle de l'Yonne, sur 200 mètres de long, et toujours les blocs y ont un calibre impressionnant. Au Mont Vigne même, la présence de silex (avec *Micraster* silicifiés) et de dragées de quartz albiennes est connue depuis longtemps (A. Michel-Lévy et Ch. Vélain 1877 p. 353) et de fait, j'ai recueilli facilement les uns et les autres dans le sous-bois, en particulier les dragées qui abondent.

Les deux étages les plus transgressifs du Crétacé (Albien et Sénonien) ont ainsi laissé d'innombrables témoins à la surface d'une plaine d'érosion qui tranche en biseau les affleurements jurassiques. Aucun n'est vraiment en place. Des mouvements tectoniques ont disloqué la plate-forme, assez récents puisqu'ils dénivellent encore brutalement des éléments topographiques, favorisant le glissement des blocs. De part et d'autre du Rû de Chamoux-Asnières au tracé géométrique, la chute est de 50 mètres ; de même autour du Gros-Mont de petites dislocations sont-elles vraisemblables. Il est très probable aussi que ces plateaux ont appartenu comme le pense Mme Beaujeu-Garnier à une topographie d'extrême maturité pliocène avec traces de cuestas séniles. Surtout, le ruissellement périglaciaire les a modelés d'un réseau de vallées sèches très dense. La description et les croquis de Collenot montrent par exemple que les blocs du Gros-Mont sont tous glissés dans de peti-

les vallées empâtées d'argile ou sur les pentes de la butte, alors que le sommet de celle-ci laisse percer la roche en place. Dans ces conditions nous avons ne pas comprendre pourquoi X. de Planhol parle de l'imperfection de la surface d'aplanissement miocène dans l'Avallonnais, avec des buttes résiduelles d'au moins 30 mètres aux versants convexes cernés par les dépôts de pénéplaine. C'est en fait une forme de dégradation qu'on nous présente là (surface de dégradation lente), où les épisodes quaternaires ont joué un rôle essentiel.

Resumons-nous. L'abondance et le volume des grès ferrugineux crétacés (albiens pour la plupart) impliquent que depuis la Puisaye les plateaux de Basse Bourgogne continuent à être définis dans leurs grands traits par l'aplanissement infra-crétacé. Sur cette plaine (qui partout où on la voit émerger des dépôts en place est parfaitement régulière) se sont déposées les pellicules albiennes et sénoniennes sous les espèces d'une masse sablo-argileuse chargée localement de silex vers le haut. C'est du moins ce que la décalcification infra-tertiaire en a laissé survivre avant les silicifications éocènes qui, là comme ailleurs, ont consolidé la croûte superficielle. La crise tectonique oligocène suivie du grand aplanissement que l'on sait n'ont fait qu'égratigner cette croûte sauf au voisinage des cassures. C'est ce que nous avons observé près de Clamecy.

Qu'on suive maintenant depuis les rives du Beuvron la surface post-oligocène. On l'a vu abattre l'escarpement de la faille de Chevroches (à l'image de ce qui s'est passé à Menou, au Lidou...). Au-delà vers l'est elle exhume et épouse au prix de quelques retouches la plaine infra-crétacée, puis au Mont Vigne, elle tranche avec la même vigueur qu'en Nivernais le bloc cristallin (fig. 71). A en juger par les traces triasiques des Bois de Domecy on peut soupçonner d'ailleurs que l'effort d'aplanissement s'est surtout exercé aux dépens de la couverture et que la post-hercynienne n'a guère été entamée, au voisinage de la faille bordière tout au moins. Quant au point de savoir si, comme le pense Mme Beaujeu-Garnier, des compartiments entiers du Morvan ont résisté à cet assaut, outre qu'il déborde les limites de cette étude, on ne pourra l'effleurer qu'en conclusion de l'enquête nivernaise. Retenons simplement que, jusqu'au voisinage du socle, rien ne permet de douter de la continuité et de la perfection de l'aplanissement post-oligocène.

En outre, sur les plateaux jurassiques, on ne trouve pas que des dépôts crétacés. Des sables d'origine cristalline, non toujours entièrement décomposés, y ont été signalés (J.B.G. 1948-50 p. 113 et Collenot 1879 p. 827-8) qui sont peut-être plus récents que ceux de Sologne, puisqu'aussi bien l'ouverture de la Terre-Plaine paraît tardive. Ainsi, au cours du Miocène, des produits d'altération du socle ont pu progresser en direction du nord où l'on sait qu'on en signale en Forêt d'Othe et dans le Sénonais (chap. C 55). L'analogie est donc parfaite avec ce que nous savons des confins méridionaux de la Sologne, vers Vierzon par exemple, où les gauchisse-

ments miocènes ne se sont déclenchés qu'une fois le flot « granitique » écoulé. Quant à ces gauchissements eux-mêmes, ils sont assez modérés dans ce secteur avallonnais. Notre figure 63 montre qu'entre le dôme d'Asnan-Talon et le léger axe anticlinal du Bois des Ferrières la surface post-oligocène est déprimée en une légère gouttière qui a canalisé l'Yonne (5) (fig. 72).

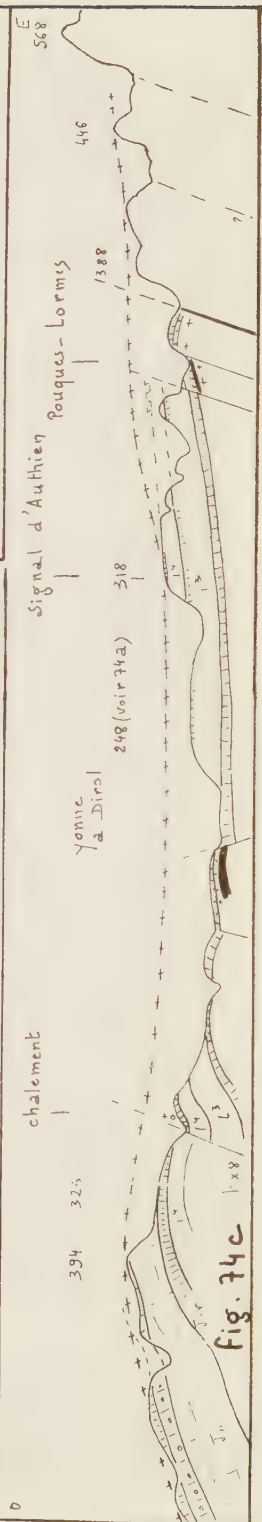
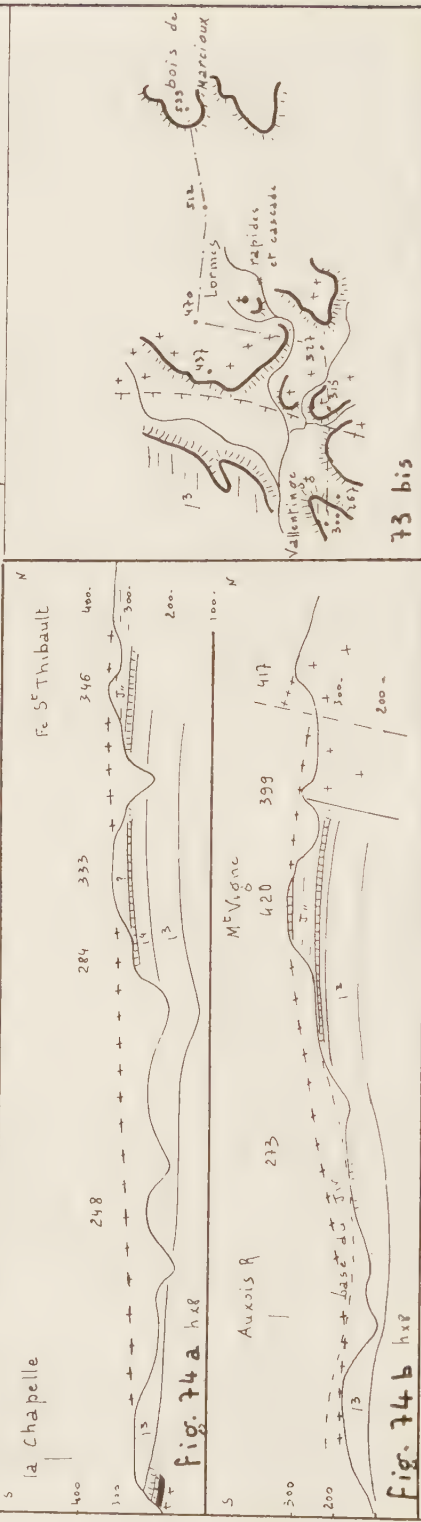
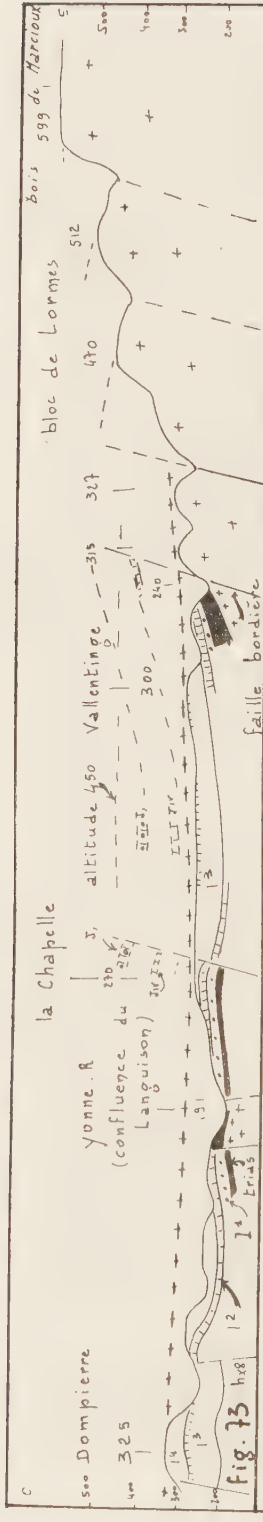
Le long de la faille bordière du Morvan rien n'autorise à parler de rejeu. Quand on regarde au-dessus du château de Bazoches l'escarpement taillé dans la granulite, avec à ses pieds le talus liasique moutonné par les loupes de solifluction, on songe bien plutôt à une forme d'exhumation récente (escarpement de ligne de faille dégagé de P. Birot : 1958 p. 139-151) qu'à un versant tectonique ou simplement « composite ». Toutefois, entre les 370 m des buttes de St-Aubin et les 417 m des Bois de Bazoches, on est amené à concevoir une sorte de flexure de la surface d'aplanissement qui trahit un effort d'arrachement avorté. Par contre, au vu de la carte (1/25.000) nous croirions volontiers que des accidents se sont produits alors qui ont fragmenté le socle par des cassures N.S. et E.O. un peu à l'est de la faille bordière. La large dépression d'Empury qu'emprunte la Brinjamme correspondrait à un compartiment de la surface post-oligocène affaissé vers 350 m entre le bloc basculé du Bois de Bazoches (417 m) et celui, plus considérable, des Bois de Prémoux relevé à près de 500 m (fig. 63). Le dédale des collines gorgées d'arène et noyées de bocage décourage toute tentative de recherche d'une preuve directe sur le terrain.



Mme Beaujeu-Garnier a toutefois signalé à l'est de la faille du Mont Vigne, près de Vassy, des blocs volumineux d'une sorte de meulière dont le seul nom suffisait alors à évoquer l'étude toute récente d'A. Cholley sur la surface meulière de la région parisienne. Et on pressent que, pour l'auteur, cette meulière pourrait bien être le témoin le plus éloquent du passage de l'aplanissement aquitain (voir p. 84, 104 et 116).

Il faut malheureusement renoncer à ce renfort de poids, encore que nous soyons aussi persuadé de la présence dudit aplanissement à cet endroit. Les blocs qu'on nous signale appartiennent presque certainement à la collection si abondante de pierres siliceuses parfois énormes qui, des deux côtés de la vallée sèche de Vassy, constituent l'infra-structure du bocage. Mais il s'agit d'un faciès local du Trias et de l'infra-Lias. Faciès bien curieux d'ailleurs et qui rend la confusion avec une meulière sédimentaire très compréhensible. Il résulte de montées siliceuses qui se sont propagées lors d'un premier jeu de la faille, à la

(5) Cette inflexion synclinale qui déprime vers le S.-O. les plateaux de rive droite de l'Amance apparaît d'autant mieux quand on corrige les cotes des minutes au 1/40.000^e par celles de la nouvelle carte au 1/25.000^e Avallon sud. Nous intégrons à la surface post-oligocène les buttes 350 proches de la ferme Saint-Thibault, les 328-30 du mont Aigre, le plateau 330 près de Saisy, le bois du Berceau (320), le sommet de la butte de Metz-le-Comte (295)...



fin du Trias et qui ont complètement épigénisé le matériel de remplissage et les roches encaissantes. L'aspect est celui d'une calcédoine grise ou ambrée, avec d'abondantes plages quarzeuses et toutes sortes de phénomènes de silicification secondaire associée à des cristallisations de minéraux très variés comme la barytine dont les belles palmures blanchâtres sont localement très abondantes. Sous la loupe, il arrive fréquemment que l'aiguille affouille une zone plus tendre d'où elle ramène des fragments de feldspaths à demi décomposés et des paquets de mica noir et blanc, bref, des îlots du même granite à deux micas qu'on peut récolter en place à Vassy où il forme des intrusions à travers le gneiss. Le filon siliceux lui-même peut être observé au N.O. de Vassy, dans un pré, juste sur la ligne de faille qu'il souligne par une sorte de muraille qui a bien des analogies avec un dyke.

Cette roche singulière est extrêmement répandue dans la région, tout le long de la faille bordière, ainsi que de celles qui strient le Bazois au Sud de Corbigny, et toujours en association avec les affleurements du Trias. Je l'ai rencontrée au Nord du Mont Vigne, à Domecy-sur-Cure comme au Sud, à Cervon, Coulon, Sardy, Fussy, où on peut suivre dans la montée du village le passage progressif du Trias meuble aux énormes masses siliceuses indestructibles. A Précy, où le Languisson quitte le socle, on en a extrait des centaines de mètres cubes, toujours côté Morvan, jamais côté sédimentaire. Dans les grandes carrières de Sainte-Camille enfin, au bord de l'Yonne (Sud de Corbigny), j'ai pu observer sur les vingt mètres du front de taille la transformation du granite en une masse très altérée qui est déjà le Trias mais que la silice consolide par places ; le granite sain lui-même ne paraît pas épargné. On possède d'ailleurs une excellente description du phénomène (A. Michel-Lévy et Ch. Vélain : 1877, p. 350 à 363 ; Ch. Vélain, 1879, p. 768-72 et 920 à 926). Ces auteurs montrent que la silicification s'est faite à plusieurs reprises et jusqu'à l'aube du Lias inférieur, « interstratifiant » à l'intérieur d'une masse sédimentaire, et jusqu'à une grande distance des cassures, des horizons successifs de ce « quartz d'épanchement ». Le problème qui nous intéresse paraît donc tranché (6) : il n'y a pas de meulière aquitanienne au Mont Vigne.

D 143. — LE CONTACT AU SUD DU MONT VIGNE

La dépression du Rû de Bazoches s'ouvre peu à peu vers le nord parce que le plan de faille, de plus en plus oblique, dégénère en flexure et que la rivière subséquente, liée au réseau de la Cure, s'est fauflée le long de la suture à la faveur des bancs argileux du Lias brisés par de multiples cassures secondaires. Au sud du Mont Vigne contraste brutal et absolu. Le bloc cristallin de Lormes (470 m) domine une plate-forme sculptée dans le granite vers 330-310 m et qui se prolonge très bien selon un plan descendant par le plateau liasique de Corbigny (300, 280, 270 m). Toutefois les rivières conséquentes dont la réunion compose l'Auxois ont évidé dans les

(6) La cause (et le mécanisme) de ces venues siliceuses l'est moins. Rappelons toutefois qu'on a décrit des choses analogues dans le Lias de la bordure vendéenne (J. Gabilly, 1958) ; et si nous avons correctement traduit la pensée de J. Geoffroy et J.-A. Sarcia (1958), il semble que ce type de filon « épithermal », non lié à un magma profond, soit caractéristique des régions de socle à structures ébranlées par une crise tectonique tardive. Des venues hydrothermales véhiculant la silice des cristaux pneumatolysés constitueraient ces épanchements de quartz calcédonieux, riche en barytine, fluor, uranium. En bref, on aurait là une manifestation ultime de la crise hereynienne, liée aux détentes qui accompagnent la transgression secondaire.

argiles du Trias et de l'infra-Lias, au passage de la faille bordière, une esquisse de dépression qui « dégage » et « exagère » la valeur de l'escarpement (fig. 73).

Hors ce léger sillon discontinu et récent on n'a rien, entre Lormes et Corbigny, qui rappelle la dépression périphérique classique. Pourtant la grande faille reste du même style que celle du Mont Vigne avec un rejet certainement plus puissant (au moins 250 sinon 300 m). La bordure des plateaux jurassiques doit être cherchée à plus de 18 km de là, presque au Beuvron, et tout ce vaste bassin de Corbigny est fermé au nord par le mur du Mont Vigne prolongé par le flanc droit de la percée de l'Yonne. Les figures 74 a, b et c montrent que le terme de *cuesta* ne peut être appliqué à cet ensemble de versants. En outre on remarquera que la limite S.-O. du bloc de Lormes ne correspond guère au dessin de la faille bordière. Une des branches de l'Auxois qui naît près du village sur le sommet du bloc en dévale par un ravin agrémenté de cascades puis tourne à angle droit pour longer de très près le pied de l'escarpement selon un tracé qui paraît bien d'inspiration structurale. Enfin le bloc lui-même est dominé brutalement à l'est par une masse plus élevée (600 m) à sommet plat (Bois de Marcioux, des Rapières, de Fadray) en haut de laquelle Mme Beaujeu-Garnier croit déceler un fragment de la surface post-hercynienne. Cet auteur interprète tout le secteur d'une manière très classique. La faille bordière a joué à l'Oligocène et l'érosion qui façonne le niveau mio-pontien de 450 m a fait reculer l'escarpement, modelant le sommet du bloc de Lormes, s'épuisant au flanc de celui de Marcioux-Fadray. Mais le rebord occidental de ce dernier est pourtant bien net et formé de segments souvent rectilignes. Devrions-nous prendre en défaut pour la première fois l'efficacité de l'aplanissement post-oligocène ?

Toujours selon l'interprétation qui vient d'être rappelée, le bassin de Corbigny s'est ouvert par inversion de relief, le niveau 450 ayant enlevé la carapace calcaire protectrice. Cela, un coup d'œil sur la figure 73 le dément aussitôt. A cette hauteur l'aplanissement aurait épargné le Bajocien et une bonne partie du Bathonien. On resterait dans la situation du Mont Vigne. Pourquoi alors devant Lormes ce large déblaiement ? En outre cette surface polygénique, à la fois pontienne et villafranchienne on le sait, quel répondant lui trouve-t-on vers l'ouest ? Aucun. Le Bathonien du bloc de Talon-Asnan se hisse bien localement à 390 m ; mais au sud il se déprime à 320 (bois d'Ollecy, voir chap. D 13), tandis qu'au nord, le long du Beuvron, l'étage le plus récent qu'on puisse espérer trouver dans la région depuis l'aplanissement infra-erétacé, le Rauracien (j³), s'abaisse à moins de 250 m. Or si Mme Beaujeu-Garnier a bien admis des gauchissements pliocènes en Haute-Bourgogne (mais non au N.-O. du Morvan), elle les croit antérieurs pour la plupart au Villafranchien. Il y a donc autour de Corbigny des faits qui ne cadrent pas avec sa construction.

J. Tricart (1953 b, p. 104) a bien vu une des objections que nous venons de formuler. Mais il remarque que plus au Sud, quand l'Yonne émerge du massif cristallin, les reliefs façonnés dans le socle sont moins hauts et moins vigoureux que vers Lormes, tandis que le Trias affleure à près de 300 m. dans la dépression du Bazois. D'où l'idée que l'inversion de relief a pu débiter précocement dans ce secteur et gagner peu à peu vers le Nord en faisant reculer l'escarpement calcaire. Cette solution, très solide au niveau d'une explication de carte, n'en comporte pas moins des points faibles. Il y a vers Cervon et plus au Sud des éléments évidents de surface pré-liasique fragmentés par de multiples failles, beaucoup plus que n'en figure la carte géologique (Ch. Vélain, 1879, p. 773 et 911). L'altitude plus faible des blocs cristallins au voisinage du Languisson et même en Forêt de Montreuillon pourrait bien être due, non à la plus grande durée de l'érosion mais à une position plus déprimée de fragments du socle hercynien, responsable précisément de cette convergence hydrographique. On ne voit pas non plus vraiment pourquoi le bloc de Lormes domine par un escarpement si rigide et si ferme une plate-forme façonnée dans le granite (fig. 73) alors que les pentes Sud argilo-calcaires du Mont Vigne sont modelées en un glacis beaucoup plus progressif (fig. 74 b) ; ni enfin ce que signifie cette brèche large de plusieurs kilomètres qui, devant Pouques-Lormes abaisse le socle à 380 m. (fig. 74 c). Toute explication climatique de ces faits ne pourrait être que gratuite.

En fait la recherche de niveaux d'érosion étagés le long de cette bordure morvandelle est décevante et vaine alors que le seul examen de la carte laisse deviner un jeu de blocs basculés dans des directions variées, limités par des escarpements dont la morsure des ravins n'a pas encore tout à fait masqué le caractère rectiligne, et portés à toutes les altitudes qu'il a plu à la tectonique de leur donner. C'est pourquoi notre interprétation du bassin de Corbigny sera tout autre. Quand le voyageur remonte le Rû de Bazoches il voit se fermer peu à peu ce qui reste de la Terre-Plaine. La façon dont la surface post-oligocène tranche les étages jurassiques et nivelle des failles qui n'ont plus rejoué, au moins sur la bordure du socle, suffit à rendre compte des proportions de cette vaste unité morphologique née en Auxois et que scelle définitivement le Mont Vigne. Au sud de ce petit plateau le regard embrasse avec surprise quelque chose de très différent ; c'est un vaste fossé tectonique (7) monoclinale qui s'ouvre brutalement, parce que cette fois la faille bordière a rejoué sous l'impulsion des mouvements qui ont déformé au Miocène (ou plus tard) la grande surface d'érosion. Formule approximative d'ailleurs, car en fait il semble que de nombreuses fractures nouvelles aient accidenté la zone de contact (8), d'où le non parallélisme des limites du bloc de Lormes et du tracé de la faille bordière.

(7) Fossé par rapport à la surface post-oligocène évidemment; ce n'est pas l'examen rapide d'une carte géologique avec ses failles presque toutes d'une génération antérieure qui pourrait le déceler.

(8) Il est vrai que nous ne connaissons des fractures oligocènes que celles qui affectent ce qui reste de la couverture. En plein socle le nivellement vraisemblable les rend invisibles. A. Michel-Lévy (1879, p. 909) décrit à Dun-les-Places un beau filon de « quartz d'épanchement » analogue à celui du mont Vigne. S'il a connu aussi un rejeu oligocène, la faille a été nivelée car le dessin des blocs qui encadrent la cuvette de Brassy est d'orientation différente et résulte très probablement de dislocations plus récentes.

Quoi qu'il en soit nous proposons d'expliquer la position déprimée du bassin de Corbigny par un mouvement tectonique néogène qui a affaissé localement la zone sédimentaire au pied du Morvan, lui-même brisé en marches d'escalier.

*
**

La plate-forme liasique qui s'étend au N.-E. de Corbigny vers 270-300 m correspond le plus souvent à la surface structurale du calcaire charmouthien (l³ supérieur) dont les dalles résistantes renferment à profusion d'énormes gryphées. Mais la faille que figure la carte (2^e édition de Château-Chinon) entre Chitry et Corbigny, et qui doit se prolonger loin vers le N.-E., relève une partie du compartiment, de sorte que la surface topographique tranche en continuité des argiles non protégées. Le plateau disséqué par l'Auxois est donc en fait une surface d'érosion. En expliquer la genèse par inversion de relief implique que son dégagement s'est fait par étapes à une époque relativement récente, et par exemple Mme Beaujeu-Garnier pense qu'elle a été modelée au début du Quaternaire aux dépens d'un niveau villafranchien situé entre 100 et 150 mètres plus haut. Seulement la carte figure près de Corbigny, à moins de 270 m, une petite tache dite *ev* (argile de la Garenne ou de la Chapelle) qui suffirait à détruire toute l'argumentation si le caractère gratuit de sa datation était moins évident (9).

C'est néanmoins le seul dépôt qui existe dans la région (10) et on ne peut en faire fi sans l'avoir examiné de près. Il occupe le versant droit du Languisson, étagé en haut de la convexité entre 250 et 270 m. Peu avant qu'on n'atteigne le sommet du plateau une exploitation (tuilerie de la Chapelle) montre les relations indiquées par la fig. 75. L'argile du Lias, fine et pure, riche en mica, est ravinée par une formation d'un jaune rosé, rugueuse au toucher, qu'on appelle ici le coulis. Le Lias constitue la matière première des tuiles ; le coulis est une excellente argile sableuse réfractaire dont on fait les briques des fours, d'où l'intérêt de cette association. Une nappe caillouteuse s'incorpore à la partie supérieure et déborde très largement les limites de la poche. Elle est constituée de très grosses chailles (20 cm. souvent), en général bien émoussées, très analogues à celles qui jonchent le plateau niver nais (chap. D 12) et de quartz filoniens (5 cm.) nettement usés. En outre on y rencontre un nombre très élevé de plaquettes ferrugineuses noirâtres, anguleuses, d'ailleurs fragiles, pouvant dépasser 20 cm.

Le coulis est un sable feldspathique très argileux et très hétérométrique. Plus on descend vers le bas de la poche qui a plus de 5 mètres, plus il s'affine. Au contact du Lias il est devenu une argile finement

(9) La cause de cette datation paraît être une analogie de faciès entre cette argile et celle qui empâtait les blocs de grès et brèches crétacés du Gros-Mont, eux-mêmes considérés autrefois comme thanétiens avec tout ce qui se rapporte à l'argile à silex. Malheureusement personne n'a jamais fourni une analyse comparée des deux formations, même sommaire. Mme Beaujeu-Garnier date le gisement de la Chapelle du Pliocène supérieur.

(10) L'autre tache portée par la carte au sud de la ville est ignorée du propriétaire de la tuilerie de la Chapelle. On peut douter par conséquent qu'il s'agisse d'un matériel analogue étant donné l'intérêt que présente pour l'industrie la roche en question.

quartzeuse, presque blanche. Le degré d'altération des feldspaths est un test qui, manié avec précaution, permet de fixer l'âge relatif d'une formation cristalline. Or le Bassin de Paris méridional est très riche en matériaux de cette nature. Les sables kaoliniques de Brenne (Éocène moyen) contiennent encore des feldspaths mais peu nombreux et toujours à l'état de « fantômes » pulvérulents. Ceux du Miocène moyen (Sologne, Bourbonnais) en sont incomparablement plus riches ; la nature cristalline du minéral est souvent visible, avec un reflet soyeux sur les faces qui clivent ; mais l'aiguille ou l'ongle n'ont pas de peine à faire apparaître dessous la pâte tendre et mate qui trahit les progrès de la kaolinisation. Par contre les débris de roches cristallines sont rarissimes, pratiquement absents dans ces sables de Sologne. Ils abondent au contraire, friables mais nets dans le matériel des plus anciennes terrasses quaternaires de la Loire. Le microgranite du sud de St Saulge (Rouy), exposé à l'altération depuis sans doute le Pliocène montre comme l'a souvent souligné P. Birot que son point faible est constitué par le mica noir, tandis que sur les gros feldspaths encore bien frais l'aiguille ripe sans pénétrer. Des arènes granitiques en place (ouest de Château-Chinon) montrent ce même processus poussé jusqu'à désagrégation complète de la roche (mais les feldspaths sont au moins trois fois plus nombreux que les quartz) ; celles qui tapissent l'escarpement dominant Quarré les Tombes présentent un stade d'évolution légèrement moins avancé sans doute parce que ce versant a continué à évoluer au Pliocène et au Quaternaire ancien...

On voit qu'il est possible de situer dans cette gamme un matériel d'origine cristalline non daté, ou réciproquement de situer jusqu'à un certain point l'époque de dégagement d'une forme de relief. Or le coulis de La Chapelle est du type Sologne franc, avec des feldspaths parfois assez frais, n'excédant guère 7 à 8 mm toutefois, le plus souvent très friables, noyés dans une pâte argileuse qui contient elle-même beaucoup de petits éclats feldspathiques au dernier degré de la décomposition... Leur pourcentage, nettement inférieur à celui des quartz, est néanmoins beaucoup trop élevé pour qu'il s'agisse d'une formation de l'Éocène inférieur ; le stade avancé de la kaolinisation, même en profondeur, exclut par contre un âge trop récent au point qu'on peut se risquer à parler de Miocène moyen voire inférieur. C'est ce matériel qui, très ferruginisé, a fourni la croûte dont dérivent les plaquettes noirâtres signalées plus haut et dont l'extension déborde beaucoup les limites du coulis encore en place.

On peut maintenant tenter d'interpréter l'ensemble des faits observés à La Chapelle. Le moins douteux est le ravinement des argiles du Lias, à une certaine époque du Miocène, par des sables granitiques bien altérés, semblables à ceux de Sologne ou du Bourbonnais. A La Chapelle le coulis entame la base du Lias moyen qui n'a plus que 8 mètres et le faciès siliceux de l'infra-Lias et du Trias a été reconnu par sondage à 26 mètres seulement sous le plateau. Par contre, un peu à l'est, le Lias est presque complet puisque les argiles schisteuses noirâtres du Toarcien peuvent être observées. Cette disposition est l'œuvre d'une faille S.O.-N.E. comme on l'a dit plus haut. Il en résulte que le dépôt des sables granitiques a succédé à un effort d'aplanissement qui dut être fort rapide dans ces argiles. La structure du coulis n'est pas celle d'une alluvion ; l'hétérométrie est complète mais limitée à des failles modestes, comme en Sologne. Par-dessus, la nappe caillouteuse à chailles et quartz filoniens n'est plus en place ; elle tapisse la convexité du versant. Ces roches mêlées de silex de la craie, de grées albiennes... sont très répandues sur le plateau (Ch. Vélain

1879 p. 910 et 779). Là encore comme en Nivernais, elles constituent le résidu « insoluble » des dépôts liés à la surface d'aplanissement post-oligocène. Elles prouvent qu'autour de Corbigny cette surface a tranché dans le Jurassique calcaire et plus loin dans le socle. Quant à la croûte ferrugineuse, dont l'interprétation est délicate, ses débris disséminés sur une vaste étendue montrent que l'extension du sable feldspathique était en tout cas bien supérieure à l'affleurement actuel.

Quoi qu'il en soit le fait le plus important pour notre argumentation est l'existence d'un dépôt de sables « granitiques » accumulés sur une plate-forme d'érosion tranchant le Lias. Cette surface, on n'en peut fixer la position exacte. Le sable de La Chapelle s'est incrusté à ses dépens. Mais la finesse du faciès de base exclut des ravinements vigoureux. Fossilisée sous un sable miocène, cette surface d'érosion rappelle singulièrement celle, d'âge aquitainien, qui a nivelé les failles nivernaises et qui, vers Vierzon, se voile de sables solognots. Nous n'irons pas jusqu'à dire que le plateau encadré par Languison et Auxois et qui s'élève vers l'est de 270 à 300 m représente partout la surface post-oligocène. Nous croyons toutefois qu'il en dérive d'assez près.

*
* *

Il suffit maintenant d'examiner nos figures 74 a, b, c pour comprendre quelle sera notre interprétation du bassin de Corbigny. Depuis le Mont Vigne la surface post-oligocène a été déprimée vers le sud selon un mouvement souple très caractéristique. Il en est résulté depuis, aux dépens des formations argileuses du Bathonien et du Lias, le façonnement de glacis d'érosion concaves analogues à ceux qui ont retouché les flancs du Sancerrois. Un tel glacis on fait plus que le soupçonner quand, de la route de Lormes, on regarde au sud vers Authien et Magny (fig. 74 b). Et de même nous l'avons cherché autour de l'éperon d'Asnan vers Chalement (fig. 71 c) et plus au nord au-dessus d'Asnois. Mais partout le modelé de détail est commandé par le façonnement périglaciaire et les dépôts limoneux chargés de chailles roulées qu'on trouve de-ci de-là ne peuvent servir à étayer aucune démonstration sérieuse (11).

On voit tout de même sur la carte en courbes (fig. 63) qu'il a bien fallu qu'il en soit ainsi. Entre dôme d'Asnan-Talon et bloc du Mont Vigne prolongé par l'axe anticlinal des plateaux de l'Amance (Bois des Ferrières) le passage de l'Yonne était commandé par l'existence d'une gouttière synclinale qui n'en prenait pas moins figure de col entre bassin de Corbigny et couloir de Clamecy, d'où peut-être les hésitations du drainage et la curieuse évolution pédologique de la croûte ferrugineuse qu'on ne rencontre pas souvent ailleurs. On voit aussi qu'il s'en est fallu d'assez peu

(11) C'est qu'en Sancerrois, argile à silex et sables argileux crétacés ont mieux résisté aux phénomènes de solifluction que les marnes jurassiques du Nivernais.

que la voie du Beuvron ne soit choisie par l'Yonne à sa sortie du Morvan. Par parenthèse le caractère déprimé de la surface post-oligocène dans le secteur de Corbigny justifie l'assimilation que nous avons faite de l'aplanissement de Dompierre à cette unité morphologique fondamentale (voir chap. D 13). De cette dernière enfin on voit qu'il ne subsiste pas grand-chose dans les plateaux liasiques au N.-E. de Corbigny. Nous croirions volontiers que le revers de l'espèce de cuesta charmouthienne de Valentinge (cote 300 fig. 73) lui appartient, ainsi par exemple que le signal d'Authien (cote 318 fig. 74 c). Le reste est affaire d'évolution ultérieure et la part des formes structurales n'est pas négligeable. En contrebas les versants de l'Auxois paraissent taillés d'un seul jet et le frémissement des loupes de solifluction, la déchirure du tapis herbacé qui localement fait apparaître les marnes croulantes du Lias interdisent d'y chercher quoi que ce soit de cyclique.

Côté Morvan les figures 74 c et 73 montrent que nous croyons à la présence de la surface post-oligocène, en particulier dans les Bois des Marcioux, de Fadray, qui, pour Mme Beaujeu-Garnier correspondent à l'exhumation de la post-hercynienne, mais dont la régularité témoignerait volontiers d'une évolution polygénique. Ce sont donc des escarpements de failles, originels ici, dégagés là, le plus souvent composites qui confèrent à la région de Lormes cet aspect en marches d'escalier ; et c'est bien en vain que les « polycyclistes » s'efforceront, en choisissant parmi les cotes d'altitude, d'y déceler des niveaux d'érosion emboîtés. Seule la fraîcheur de beaucoup de ces escarpements étonne. Nous ne connaissons à vrai dire ni l'âge exact ni les étapes des mouvements néogènes.

Mais une remarque capitale s'impose. Vers Corbigny le socle perce dans la vallée de l'Yonne ; en direction du nord comme du sud, des étages de plus en plus récents ont été conservés. C'est pourquoi Mme Beaujeu-Garnier fait du Bazois central une boutonnière au cœur d'un fossé tectonique. Mais l'Yonne et ses affluents (Languisson, Auxois) convergent précisément vers cette zone dont la structure fait un horst. Cette anomalie suffisait à elle seule à rendre suspecte l'idée que l'ouverture du bassin de Corbigny ait résulté d'une inversion de relief. C'est d'inversion tectonique, une fois encore, qu'il faut parler. Par rapport au Mont Vigne et à toute la région jurassique qui le borde à l'ouest, le bassin s'est comporté en anticlinal à la fin de l'Oligocène. Libéré de sa carapace calcaire par l'aplanissement consécutif, il s'est alors déprimé, précocement sans doute à en juger par le dépôt des sables granitiques, insuffisamment toutefois pour devenir une petite Sologne. C'est ce qui l'oppose au Bazois méridional (Moulin-Engilbert, Cercy-la-Tour) dont il faut maintenant parler.

LE NIVERNAIS MÉRIDIONAL

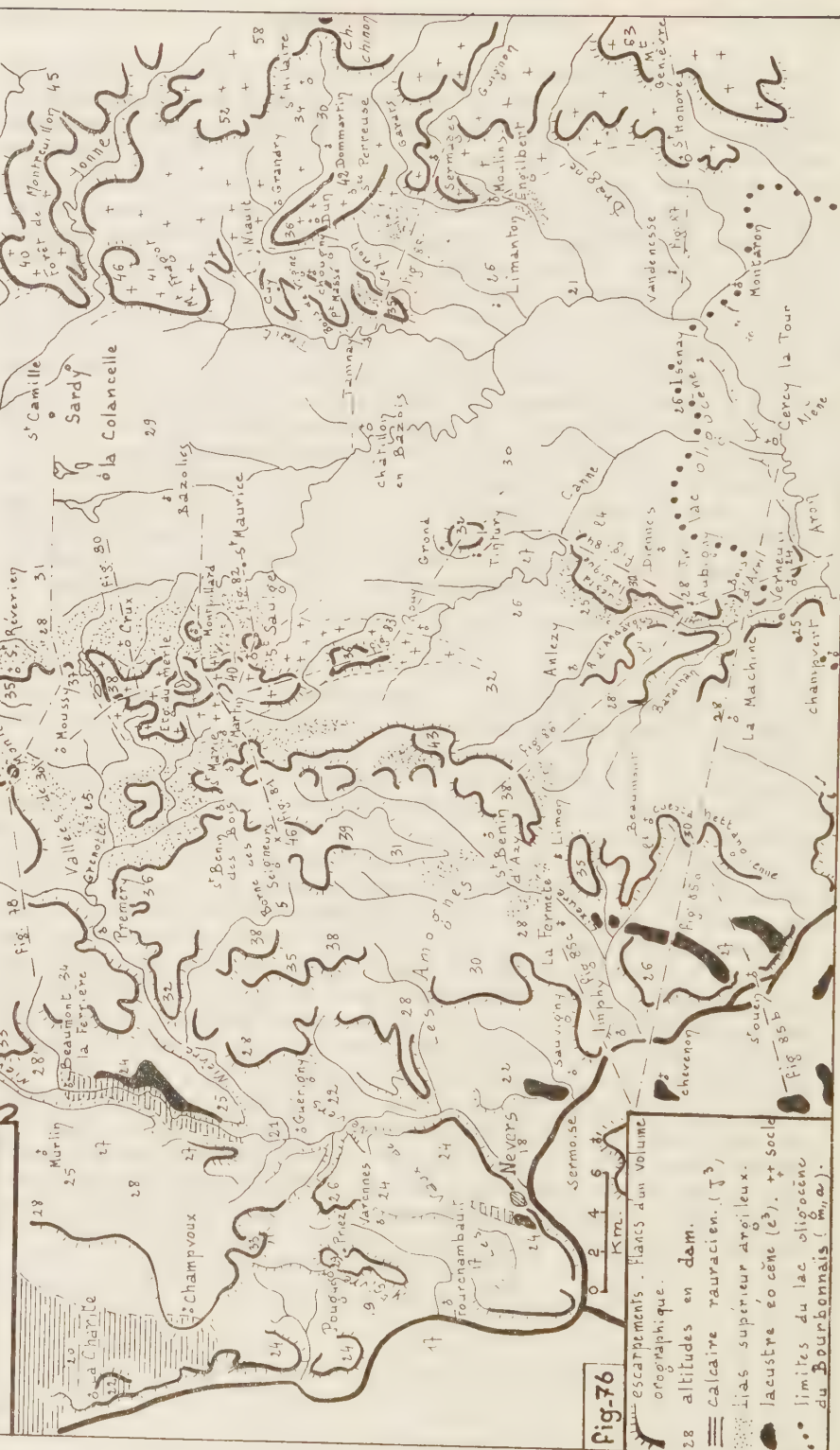


Fig. 76

Les déformations de la Surface aquitanienne-

NIVERNAIS MÉRIDIONAL

— courbes de la surface reconstituée (dm)

▲ failles pré-aquitaines

▲ failles néogènes



Fig. 77

D2 LE NIVERNAIS MÉRIDIONAL

D 21 Le massif de St Saulge et ses enveloppes

D 211. — LES HAUTEURS FORESTIÈRES DU NIVERNAIS CENTRAL

Une longue et étroite lanière de socle (30 km sur 5) perce la couverture argilo-calcaire du Nivernais. Une dépression périphérique classique presque continue l'enveloppe sur son flanc ouest, tandis qu'à l'est il domine assez vigoureusement le Bazois d'une centaine de mètres. L'apparition de ce petit Morvan résulte d'une hypertrophie de l'accident d'Oisy-Cuncy (voir chap. D 13) dont la lèvre occidentale soulevée fait affleurer des terrains de plus en plus anciens en direction du sud au point qu'émerge le cristallin. Malgré la multiplicité des cassures, l'apparition de ce singulier petit horst résulte surtout de l'action antagoniste de deux grandes failles qui se relaient ; celle d'Oisy meurt au moment où les terrains anciens s'enfouissent à nouveau sous le Lias du Bazois méridional : alors, plus à l'ouest, apparaît celle de Billy qui, prolongée en direction du S.S.O., déprime le compartiment jurassique de St-Bénin-d'Azy par rapport au Permien et au Houiller de La Machine. Ce dernier compartiment, transformé en bloc monoclinale à pendage est, résulte donc de l'épanouissement vers le sud de l'unité cristalline de St-Saulge (voir fig. 76).

L. de Launay a montré (1895-6) la curieuse évolution de cet ensemble qui, organisé selon des lignes structurales E.O. jusqu'au Westphalien (bassin houiller accumulé au pied d'un socle de granite et de microgranite) a vu sa trame entièrement remaniée par une tectonique brisante stéphanienne et post-carbonifère orientée N.S. Alors se sont produits les épanchements de trachyandésites et surtout, à l'aube du Secondaire, les puissantes venues siliceuses concrétionnées en filons de quartz calcédonieux analogues à ceux du Mont Vigne et comme eux injectés jusque dans l'infra-Lias (St-Martin, Champallement...).

On sait aussi (et la notice de la feuille Nevers 2^e édition le rappelle très bien) que ces deux directions orthogonales ont continué à interférer. Par exemple on voit le flanc nord du synclinal houiller E.O. de La Machine progressivement débordé par la transgression du Trias dont seul l'étage supérieur repose sur le socle

de St-Saulge alors que le Permien se cantonne dans les limites du bassin carbonifère. Mais plus au nord (Champallement) c'est l'infra-Lias seulement qui couvre le microgranite. On reconnaît dans cette lente invasion la marche conquérante de l'aplanissement post-hercynien. Plus tard, à la fin de l'Oligocène, quand le déplacement de la subsidence auvergnate vient accumuler le calcaire lacustre aquitainien jusqu'à Decize, bientôt submergé par les sables granitiques miocènes, c'est à une réminiscence des mêmes tendances tectoniques qu'on assiste et, comme on va le voir, ses manifestations seront très tardives.

Mais par ailleurs, les filons de quartz dessinent dès le Trias les contours du futur massif de St-Saulge. C'est que les failles N.S. ont déjà joué, et quand l'Hettangien (1¹) ensevelit le socle deux bandes de faciès grossiers à conglomérat volumineux prouvent que, localement, la transgression a dû abattre de petits escarpements (R. Mouterde 1952 p. 393-442-141). Les grandes cassures qui, probablement à l'Oligocène, brisent le Jurassique, obéissent donc à un réseau dessiné lors de l'ultime phase hercynienne ; c'est dire que leur orientation ne prouve rien quant à leur âge.

Leur agencement est d'ailleurs lui-même assez curieux. Tout le nord du massif de St-Saulge participe au mouvement général qui anime le Nivernais. Des bords de la Loire au Morvan, les couches sont relevées par une sorte d'onde tectonique interrompue par des failles contraires et légèrement inverses. Vers St-Révérien, Moussy... la partie nord du socle se décompose ainsi en une série de blocs basculés vers l'ouest (fig. 78). Déjà au centre, vers St-Saulge, les blocs paraissent horizontaux. Mais au sud existe un domaine qui comprend en outre une bonne partie des Amognes et tout le compartiment houiller de La Machine et qui semble organisé en fonction de la cuvette bourbonnaise de Cercy-Vandenesse car les blocs brisés par des failles contraires basculent en direction de l'est et du sud-est. Ainsi notre massif de St-Saulge, tordu en hélice, résume-t-il à lui tout seul les tendances contradictoires qui confluent dans l'angle défini par le Morvan et le bouclier limousin.

*
* *

Au-delà du sillon liasique qui flanque le massif de St-Saulge à l'ouest, le môle forestier nivernais hisse le calcaire bathonien à 460 m (borne des Cinq Seigneurs). Au N.O. la cuesta de Montenoison élève son éperon à 417 m. Or le sommet bien plat du horst cristallin n'est qu'à 400 m et le Bazois liasique affaissé à l'est ne dépasse guère 300 m. On est donc loin du schéma classique du massif ancien cerné par une cuesta plus basse que son sommet, du type Morvan nord. Le cas résiste à l'interprétation habituelle. Envisagera-t-on une série de niveaux d'aplanissement emboîtés dont l'un situé vers 400 m, par exemple le « Villafranchien » de Mme Beaujeu-Garnier, aurait dégagé le socle ?

La plate-forme bathonienne s'incline au sud depuis les 460 m des Cinq Seigneurs jusqu'à moins de 400 m à l'est de St-Bénin-

d'Azy. Là, un grand escarpement jalonné par la faille de Billy sépare le compartiment jurassique du bloc permien, triasique et liasique de La Machine nivelé à moins de 300 m par un plan incliné qui s'abaisse peu à peu jusqu'au niveau des calcaires aquitaniens de Cercy (fig. 86). Est-ce par inversion de relief que les calcaires marneux et les argiles bathoniens dominent maintenant une sorte de glacis modelé dans le grès triasique et les calcaires du Lias inférieur sûrement plus résistants ?

Au nord de St-Saulge, le long du Beuvron, nous savons que les calcaires rauraciens (j³) encore garnis d'une pellicule de Crétacé, sont à 270 m à Parigny-la-Rose et à moins de 240 m aux approches de Clamecy. Lacustre aquitaniens du sud, Crétacé du nord, constituent ce qu'on peut espérer trouver de plus récent dans ces deux régions. Ils ne cadrent pas avec l'hypothèse d'un niveau villafranchien de 400-450 m, et c'est pourquoi Mme Beaujeu-Garnier envisageait des déformations plus récentes mais localisées sur les flancs S.E. et S.O. du Morvan. On voit qu'il faudrait les étendre au bassin du Beuvron et à bien d'autres encore, bassin de la Nièvre, couloir de la Puisaye... En définitive on retrouve l'ensemble des gauchissements dont nous avons dit qu'ils affectaient la surface post-oligocène, rejeux de failles compris. Le niveau « villafranchien » risque fort de devoir être sérieusement vieilli.

En réalité, à moins de se payer de mots, on ne peut résoudre les contradictions nivernaises dans l'hypothèse d'une série de cycles d'érosion emboitant leurs formes aux dépens d'une structure définitivement acquise dès l'Oligocène. Au contraire le schéma que nous avons proposé depuis le début de cet ouvrage s'applique encore une fois avec beaucoup de bonheur au cas du Nivernais central.

*
* *

Qu'on imagine un profil remontant vers le sud le long de la levée affaissée de la faille d'Oisy-Cuncy-St-Saulge, au plus près de celle-ci. Il épouse le relèvement de la surface post-oligocène décelée par les débris crétacés de Parigny-la-Rose et que nous avons déjà suivie jusqu'au Bois d'Ollecy, à 320 m (chap. D 13). Plus loin vers le sud la même surface fondamentale continue à se relever d'une manière extrêmement régulière, jalonnée par des buttes de calcaire et de marnes bathoniens collées contre la cassure. Vers Champallement elle passe ainsi de moins de 340 à 350 m. A ce moment la ligne de faille suit l'axe d'une des buttes. Au droit de St-Révérien, les paquets bathoniens disparaissent le long du plan de faille que l'érosion dégage. Mais, fait capital, les solides grès-quartzites à pavés du Lias inférieur qui couronnent le compartiment occidental jalonnent un plan ascendant (360-370 m...) en parfaite continuité topographique avec le précédent. On parvient ainsi d'une manière extrêmement progressive jusqu'au plateau qui nivelle à 400 m et sur de grandes étendues le cristallin de St-Saulge. Autrement dit, la surface d'érosion post-oligocène si nette-

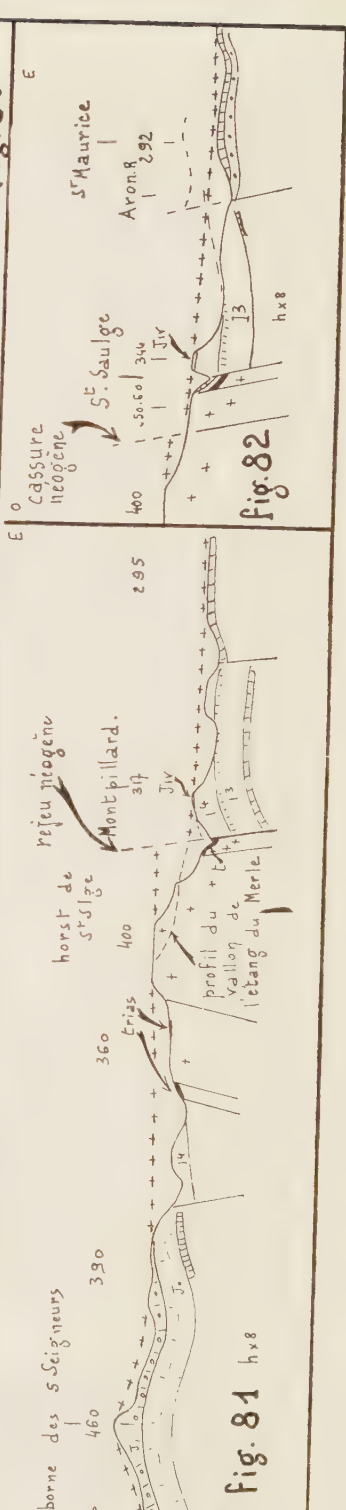
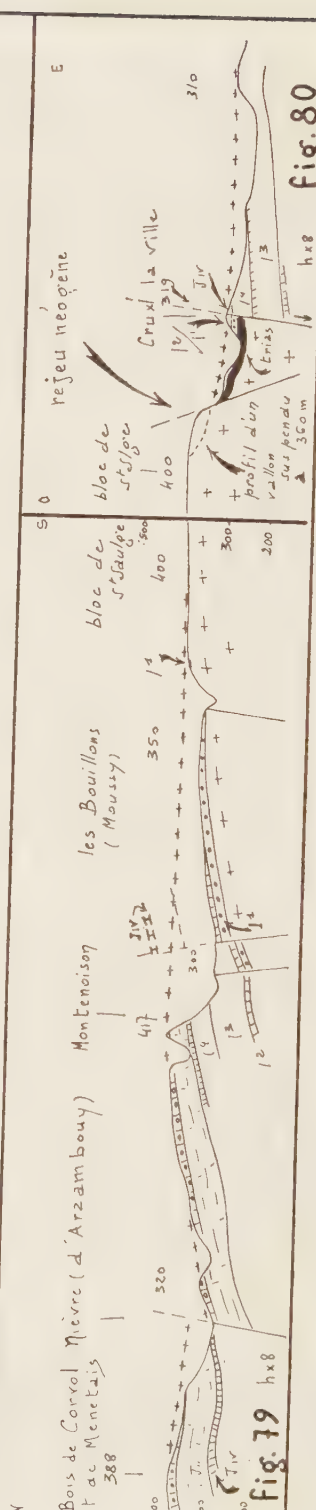
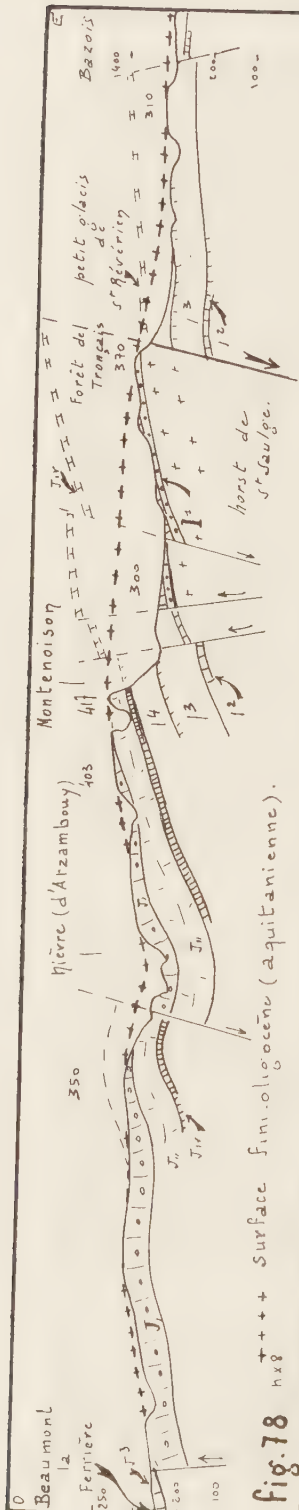
ment définie dans le bassin du Beuvron continue vers le sud à niveler la grande faille, au moins de Parigny à St-Révérien et c'est elle qui dégage le socle. Mais elle a été déformée par des mouvements à moyen rayon de courbure qu'il nous reste à définir.

La cuesta de Montenoison pousse son éperon triangulaire au-dessus d'une profonde dépression liasique dont se dégage progressivement le socle de St-Saulge. Compte tenu de ce qui vient d'être dit, on voit sur les figures 79 et 78 comment il est possible d'interpréter les faits. La surface post-oligocène qui tranche en biseau le Bathonien supérieur comme elle le fait partout à l'ouest de la grande faille de Cuncy a été déformée par un mouvement très simple dont la souplesse et la régularité rappellent tout à fait le style sancerrois (voir par exemple la figure 40) ; d'où l'anomalie d'une cuesta périphérique plus élevée que le socle. Toutefois on observera que la faille d'Arzembouy appartient à un accident de la deuxième génération, rejeu probable d'une cassure oligocène qui au sud de Prémery ne s'est pas réouverte.

Au sud de la Nièvre, un profil N.S. par Prémery et la borne des Cinq Seigneurs (460 m) décèlerait clairement l'existence d'un dôme ovoïde ayant son centre en ce point élevé, et la figure 81 montre ses relations dans le sens O.E. avec le socle de St-Saulge. Il suffira de se reporter à la figure 77 pour prendre une vue d'ensemble de la façon dont nous concevons les déformations de la surface post-oligocène (1). On voit à quel point sont faibles les relations entre les deux tectoniques. On peut simplement noter que la présence du horst oligocène semble avoir gêné l'onde miocène qui n'a pris son ampleur que dans les secteurs où une forte couverture plastique était conservée. Il y a là encore une fois un phénomène de relative inversion tectonique obéissant à des lois mécaniques fort satisfaisantes pour l'esprit.

Sur le flanc est du massif, l'interprétation est plus délicate. Nous croyons que les pastilles bajociennes qui couronnent encore localement le Lias représentent l'étage le plus récent qui ait été épargné par l'aplanissement post-oligocène. On notera en effet le vieillissement progressif des assises qui supportent la surface du côté affaissé de la cassure quand on se déplace depuis Clamecy vers le sud. On passe ainsi lentement du Rauracien au Bathonien inférieur de St-Révérien. Or nous allons voir qu'à l'extrémité sud du massif c'est dans le Lias moyen que s'inscrivait l'aplanissement. Il est donc logique de le situer sur le Bajocien de Crux, Montpillard et St-Saulge d'ailleurs bien entamé ; en ce dernier point une ancienne carrière permet de constater qu'il ne subsiste qu'une pellicule calcaire alors que R. Mousterde accorde 10 mètres à

(1) Le fait qu'elle ait été exécutée à l'aide des minutes au 1/40.000, satisfaisantes près des routes et des lieux habités, beaucoup moins en zone boisée, ne doit pas diminuer beaucoup la valeur de l'interprétation. Chaque fois qu'une feuille de la carte au 1/50.000 en courbes est parue nous avons pu constater qu'elle éliminait les petites anomalies résultant de l'emploi d'une carte imparfaite. Comme il est de règle en géométrie la théorie était meilleure que son support matériel.



l'étage (1952 p. 427-8). Or ces buttes se situent entre 320 et 345 m au pied d'un massif nivelé à 400 m. Cela implique que la faille bordière a rejoué au moins localement. Comme pour la région de Lormes l'expression n'a d'ailleurs qu'une valeur approximative. Ce n'est pas l'accident le plus apparent sur la carte qui s'est réanimé.

Vers St-Révérien la faille n'a pas rejoué mais la torsion de la surface d'aplanissement a favorisé la naissance d'un réseau conséquent (2) qui, détruisant en grande partie la dalle bajocienne n'en a plus laissé subsister que le replat structural horizontal sur lequel repose le village. Mais dans la forêt de Tronçais (fig. 78) un beau glacis concave modelé dans le Lias s'est substitué aux pentes tectoniques. On y verra au choix l'action d'un système d'érosion subaride pliocène ou d'un phénomène périglaciaire ancien, plus probablement l'addition des deux processus ; malheureusement la forêt interdit la recherche d'un dépôt caractéristique.

Plus au sud, aux environs de Crux, le rejeu devient évident (fig. 80) et de même à St-Saulge (fig. 82). En ce dernier point on ne peut pas ne pas être frappé par le large replat que la route de Prémery emprunte avant de parvenir sur le sommet du bloc. A la base de l'escarpement très net qui le domine le head à blocaille cristalline contient quelques gros blocs calcaires, peut-être liasiques, peut-être bajociens, dont le volume, le caractère informe et l'éloignement des habitations, rendent peu probable l'intervention de l'homme dans leur transport. On en déduira que le replat cristallin a été exhumé d'une pellicule sédimentaire conservée par l'aplanissement post-oligocène. Ce n'est donc pas la faille de St-Saulge qui aurait rejoué, mais une cassure plus occidentale (fig. 82). D'une manière générale une carte topographique limite le massif côté est par une série d'escarpements rectilignes disposés en une ligne brisée ce qui rend leur origine tectonique très vraisemblable, mais qui sont situés presque toujours nettement plus à l'ouest que la faille bordière. On en trouvera le dessin sur la figure 77.

Mais l'escarpement originel n'est pas resté intact depuis l'époque du rejeu. Il a été ébréché par une série de têtes de vallées conséquentes qui y ont sculpté de profondes encoches à profil transversal très « mûr » aménagées en étangs. La plus caractéristique est celle qui contient l'Etang-du-Merle « suspendu » vers 360 m ; à l'aval du barrage une « gorge de raccordement » incise sa forme vigoureuse sous des replats qui, au débouché sur l'escarpement, paraissent encore situés au moins à 340 m (mesure barométrique). En face, dans le fossé liasique, se dresse la butte de Montpillard coiffée à 320 m de Bajocien et support probable de la surface post-oligocène. On voit sur la figure 81 que la dépression de l'Etang-du-Merle paraît s'être modelée en fonction de la plate-forme du Bazois affaissée et brisée par les rejeux néogènes, avant qu'une dissection récente n'ait entrepris de dégager plus profondément les multiples plans de failles. Le cas n'est pas unique. On observerait un dispositif absolument semblable à Crux (fig. 80) ainsi que plus au nord où la « rigole d'Aron » se nourrit à tout un chapelet d'étangs installés dans une vallée plus profon-

(2) Ou reséquent selon qu'on envisage l'une ou l'autre des structures qui se superposent.

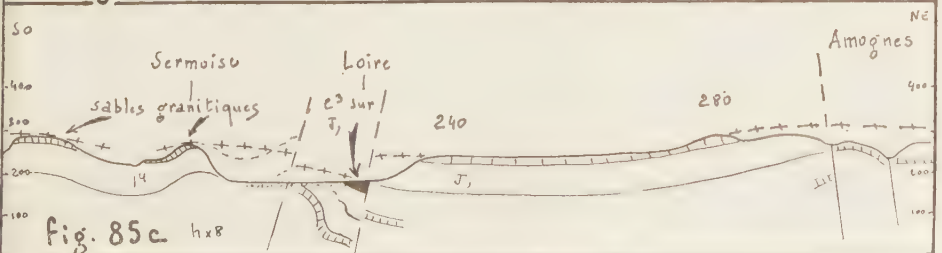
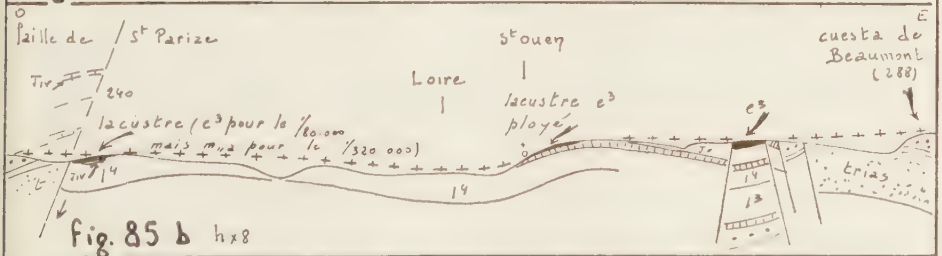
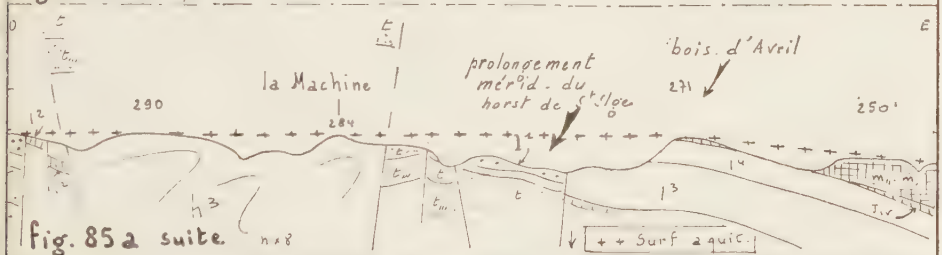
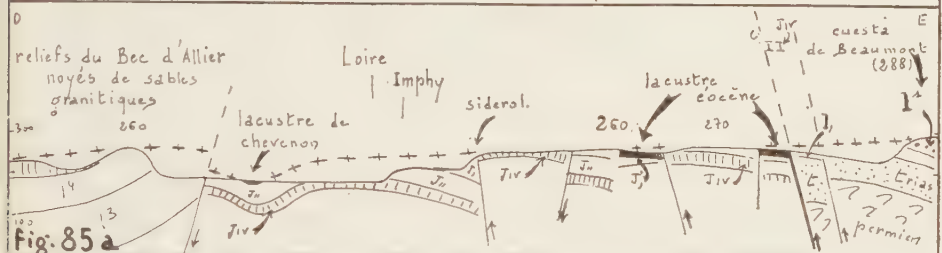
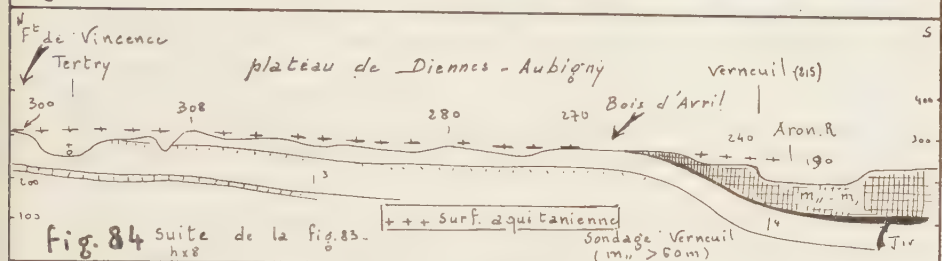
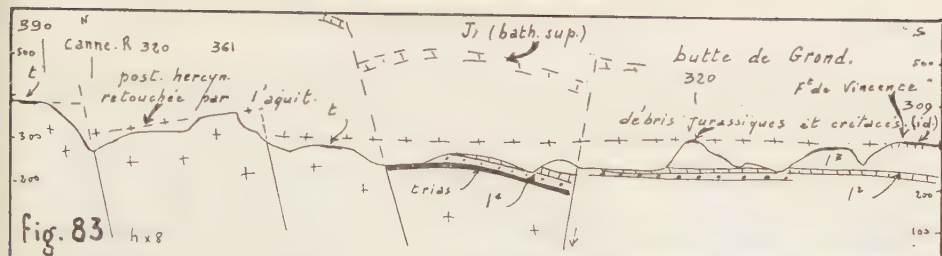
dément creusée (310 m), sans doute à la faveur d'un accident transversal au massif, mais qui finit par aboutir aussi à l'amont à une forme de maturité (étang du Fond-Thomas : 360-70 m).

D 212. — UN NOUVEAU RIVAGE LACUSTRE AQUITANIEN

La région qui s'étend au sud de Saint-Saulge jusqu'à la Loire voit réapparaître un certain nombre de dépôts caractéristiques de sorte que, malgré l'extraordinaire complexité du réseau de failles, son étude en est relativement aisée. Au S.-E. du massif, près de Grond-Tintury, une butte assez vaste, modelée dans le Lias moyen, porte à 320 m une couverture détritique que la carte considère comme ludienne, avec réserves toutefois. On sait que dans l'esprit de l'un des auteurs de la deuxième édition de la feuille de Nevers (P. Jodot) cela signifie simplement que le dépôt renferme des chailles roulées. La présence de ces concrétions siliceuses des étages jurassiques dans une région où les niveaux de cette période sont omniprésents n'a pourtant rien que de très normal. On a déjà dit tout ce qu'il y avait d'abusif à conférer une valeur stratigraphique à un simple faciès détritique. Pire, nous pensons avoir montré (chap. C 52-3-4) que, même en Puisaye et Gâtinais, où la formation a reçu le baptême, c'est par suite d'une erreur d'interprétation qu'elle a été consacrée ludienne.

A. Vatan (1947 b p. 46) a cité ces chailles parmi celles qui ont subi le façonnement marin à la fin du Crétacé. Cette fois nous ne pouvons le suivre. Rien de marin à Grond, au contraire de la Touraine et du Gâtinais. Il s'agit exactement du même faciès que nous avons décrit en certains secteurs de la Puisaye (Bouhy) et autour de Donzy et de Menou. Là encore, la forme originellement ovoïde des concrétions contribue à donner aux « galets » un aspect extraordinairement émousé mais qui n'est pas l'œuvre de la mer. Les traces d'usure sont évidentes, plus nettes encore que dans le Nivernais septentrional (indice médian 0,250 pouvant atteindre 0,400 chez certains individus). Les chailles sont en général d'un même type brun-roux, souvent volumineuses (plus de 20 cm est fréquent) ; elles abondent sur les flancs de la butte où elles ont glissé, mais sont nombreuses à son sommet dans le sous-sol forestier. Mais elles n'y sont pas seules. On trouve aussi à Grond des silex crétacés, blancs et opaques, tout à fait analogues à ceux de Parigny la Rose, quelques dragées de quartz albiennes (rares), des blocs volumineux (plus de 60 cm) de brèche à silex, très roulés. Cette brèche renferme dans un ciment quartzitique jaunâtre des esquilles de silex et du gravier quartzeux ; elles sont extrêmement résistantes et seule une ferruginisation superficielle permet d'en détacher des écailles courbes ; elles ressemblent beaucoup aux formations qui couronnent l'argile à silex sancerroise. On trouve également parmi ces blocs des fragments d'une sorte de « meulière » qui est très certainement un simple faciès siliceux du Bathonien (3). Les empreintes d'organismes marins y sont fréquentes, parmi lesquelles on a cru reconnaître *Eudésia Cardium* du Bathonien supérieur. Or cet étage ne se retrouve en place qu'à plus

(3) On en trouve de semblables, associées au même étage jurassique, dans le bassin du Beuvron (Taconnay), en Forêt de Ronceaux... le plus souvent avec traces de fossiles (brachyopodes...).



de 12 km vers l'ouest, au-delà de la faille de Billy grâce à laquelle il affronte du Trias et du Permien dont précisément la notice de la feuille Nevers signale des débris à Grond.

Cet étonnant résumé détritique de tous les étages qui composaient la région méridionale de Saint-Saulge avant la crise tectonique oligocène prouve que l'aplanissement consécutif a détruit une forte épaisseur de terrain, travail facilité par la multiplicité des escarpements de failles et leur ampleur (le rejet à Billy est de 400 m). Comme en Nivernais du nord la nappe caillouteuse signale donc le passage de la surface post-oligocène. Or sa densité est telle à Grond que nous ne voyons pas de raison pour écarter l'idée que le sommet de la butte dérive de très près du grand aplanissement.

L'altitude déjà faible (320 m) confirme que depuis les hauteurs de Saint-Saulge (400 m) et celles du Nivernais central (460 m) la surface est actuellement déprimée en direction du sud. Or en continuité s'étend une plate-forme d'érosion qui nivelle divers étages du Lias ou du Bajocien fortement faillés et dont l'altitude s'abaisse progressivement jusqu'aux environs de Verneuil et de Cercy-la-Tour. Elle est recouverte d'une nappe limoneuse plus ou moins dérivée du Lias (mais aussi comme on le verra de sables granitiques très évolués) qui renferme en grande quantité les mêmes chailles roulées qu'à Grond. Elles y ont déjà été signalées près de Diennes par A. Vatan (1947 b p. 47) et par P. Lemoine et A. Michel-Lévy (1907-8 p. 51 à 58 et fig. 4) plus à l'est. Je les ai reconnues en forêt de Vincence (300-310 m) grâce à une longue tranchée de drainage ; au nord de Diennes autour de la cote 308 où elles sont énormes et toujours bien roulées, ainsi que près de Monceneau ; près d'Aubigny-le-Chétif enfin vers 280 m où elles jonchent les prés en grande abondance, d'ailleurs un peu plus petites qu'au nord (10 cm en général, rarement 20) et d'une nature pétrographique légèrement différente. Plus au sud on en découvrirait sans doute encore sur la plate-forme très régulière qui, vers 270 m, porte les Bois d'Avril.

La figure 84 montre que ce plan doucement incliné se continue à la surface du calcaire lacustre oligocène bourbonnais. On sait (voir notice Saint-Pierre 2^e édition) qu'un faciès littoral de cette formation a été reconnu près de Champvert, car le calcaire y est chargé de quartz roulés. J'ai vainement tenté d'en retrouver trace au-dessus des grandes carrières abandonnées de calcaire marneux du Lias inférieur, au N.-O. du village, où je n'ai vu que des chailles roulées ; et la seule exploitation qu'il m'ait été donné d'examiner dans l'extension lacustre indiquée entre Verneuil et Champvert s'ouvre en fait dans une terrasse alluviale de l'Aron non représentée sur la carte. En outre le lacustre recueilli près de Verneuil, c'est-à-dire fort près du rivage, est un calcaire blanc, fin, tantôt saccharoïde, tantôt plus crayeux, parfois vermiculé, avec des recristallisations de calcite dans les nombreux vides séparant les plaquettes de roche compacte. Rien de détritique grossier là-dedans.

Le calcaire chattien à Hélix Ramondi (m.,a) est l'équivalent de celui du Gâtinais (premier lac de Beauce). Mais plus au sud, au flanc est du petit horst de Neuville, c'est le calcaire à Phrygane plus récent (Aquitaniens m.) qui a continué le comblement de la cuvette de subsidence bourbonnaise. Celui-là correspond au vrai lacustre de Beauce ; il est contemporain du faciès de Selles-sur-Cher (voir chap. A2). On retrouve donc aux confins méridionaux du Nivernais exactement les mêmes relations qu'à l'ouest de Vierzon. Et ici comme là, la surface d'érosion post-tectonique (tellement plus spectaculaire ici) s'ajuste parfaitement sur la surface terminale du remblaiement aquitaniens au prix d'un léger gauchissement qui est tout à fait de l'ordre de ce que les environs de Valençay nous ont appris.

La figure 84 montre enfin que l'accumulation du lacustre oligocène de Verneuil s'est faite au prix d'une flexure presque sûrement contemporaine du dépôt, ce qui est précisément le cas de Selles-sur-Cher. On ignore ici jusqu'où la pellicule superficielle transgressive s'est avancée vers le nord puisque l'aplanissement s'est exercé à ses dépens ; la marge d'incertitude ne peut être considérable. Plus à l'est, vers Isenay, Vandenesse, on a le sentiment que la formation très mince moule un léger relief pré-lacustre sculpté dans les marnes bathoniennes. Au sud, près de Bourbon-Lancy, ou au S.-O. de Moulins, on signale dans les faciès bordiers aquitaniens ou chattiens des intercalations détritiques, arkoses, galets de chailles ou de roches cristallines, parfois liées à une faille marquée par un filon de quartz à barytine dont le rejet a précédé de peu l'accumulation calcaire (P. Lemoine et A. Michel-Lévy 1907-8 p. 58 et L. de Launay 1922-23 p. 85-6). On n'échappe donc pas à l'idée que dans le bassin bourbonnais, en particulier le long de son rivage nord, la sédimentation oligocène a été contemporaine des grandes dislocations qui ont brisé socle et couverture jurassique, de sorte que les progrès de l'aplanissement ont du même coup alimenté la cuvette de subsidence en éléments carbonatés. La façon dont la nappe détritique à chailles roulées s'avance jusqu'au niveau des dépôts supérieurs du lacustre oligocène suggère que la grande surface d'érosion s'est élaborée en même temps que se comblait la fosse bourbonnaise. Mais le fait que la dissection ait pénétré de Grond à Verneuil jusqu'au Lias moyen, alors qu'à l'Eocène la plaine se développait au niveau du Bathonien (j.), montre aussi la puissance et la rapidité du processus.

Observons en effet l'ensemble du massif de La Machine. De part et d'autre d'une faille fondamentale située à l'ouest de Beaumont, et dont le rejet dépasse 300 mètres, le Trias (et bientôt le Houiller) entre en contact avec du Bathonien supérieur couvert de lacustre éocène lequel masque mal l'importance des anciens dépôts sidérolithiques. A l'ouest donc, malgré la multiplicité des failles, on retrouve aisément le souvenir de la plaine éogène. A l'est au contraire, le bloc basculé de La Machine a été tranché net, et la figure 85 montre qu'on ne peut douter de la perfection d'un

aplanissement qui, examiné ainsi dans le sens O.-E., s'ajuste toujours aussi aisément à la partie supérieure du lacustre oligocène (4). Grâce à un léger gauchissement postérieur et aux contrastes lithologiques, des formes de détail qui ne sont pas à proprement parler des escarpements de failles ont été dégagées par l'érosion récente ; ainsi de la petite cuesta discontinue hettangienne au sud de Beaumont qui reproduit, sur un mode mineur, le cas de la côte crétacée vierzonnaise et même sancerroise.

*
* *

Au cours du Néogène, la cuvette bourbonnaise a repris son mouvement de subsidence et, comme plus au nord la Sologne, elle a vu s'accumuler des sables granitiques dont l'épaisseur assez forte peut atteindre 30 à 50 mètres, voire 90 (L. de Launay 1922-3 p. 112 et fig. 46 ainsi que la notice de la feuille Saint-Pierre relative au sondage d'Azy-le-Vif). Ces sables sont habituellement qualifiés d'helvétiques (m³). On s'appuie pour ce faire sur la découverte à Givreuil en 1907 d'une faune de mammifères étudiée par Glangeaud et Stehlin et placée à la suite de ce dernier dans le Burdigalien supérieur. L. de Launay (1922-3 p. 87-8) a décrit le gisement et montré que la poche fossilifère karstique incrustée dans le lacustre aquitanien pouvait être légèrement antérieure à l'accumulation des sables granitiques. Chaput (1917 p. 90) croit au contraire que ces derniers ravinent le sable fossilifère tandis que, bien au sud, ils sont eux-mêmes ravinés par le Villafranchien de Perrier. D'où l'opinion reprise par A. Vatan (1947 b p. 62-3) que les sables granitiques du Bourbonnais flottent chronologiquement dans un espace vague compris entre le Burdigalien et le Villafranchien. Ce n'est pas celle de J. Viret (1934) pour lequel un karst n'est possible à Givreuil qu'antérieurement au remblaiement sableux : celui-ci a donc bien débuté dès le Burdigalien (5).

Ce sable granitique, prélevé en profondeur dans un bon gisement situé à l'est de Cercy-la-Tour, près de Vroux, m'est apparu absolument identique à celui de Sologne. Même calibrage inférieur à 2 cm (quelques millimètres pour le sable proprement dit), même degré d'altération des feldspaths, même absence de roche cristal-

(4) La notice (Saint Pierre, 2^e édition) signale dans le manteau détritique qui jonche la partie occidentale la même abondance de chailles très roulées qu'entre Verneuill et Grond. Le fait que les cartes abusent du symbole p¹ voire a¹ à leur égard doit être considéré avec beaucoup d'esprit critique. Cela signifie seulement que ces formations d'aspect plus ou moins alluvial sont situées plus haut que les terrasses quaternaires. Sur Autun N.O. (2^e éd.) le p¹ couvre des choses très différentes : les sables granitiques mieux notés mp sur d'autres feuilles et la nappe des chailles roulées située plus haut (voir P.L. et A. M.-L., 1907-8, fig. 3).

(5) J. Jung (1946, p. 161-9) date les sables du Bourbonnais du Pontien (m⁴). De ses trois arguments le seul auquel il attache réellement une importance est précisément l'opinion de G. Denizot relativement aux cailloutis pré-ligériens de la région de Gien et contre laquelle nous prendrons position (chap. E 13). Ajoutons que les ravinements et les variations de faciès décrits par Chaput pourraient bien être attribués à un de ces innombrables phénomènes de remaniement périglaciaire qui rendent l'analyse d'une carrière de sable si scabreuse.

line, même type d'émoussé des quartz filoniens. Le rajeunir jusqu'au Pliocène (p¹ des cartes) pour le différencier de la formation solognote ne me paraît justifié par rien ; plus exactement cette complication arbitraire s'appuie sur une interprétation que je crois inexacte de faits relevés entre Cosne et Gien (voir chap. E 13). Il paraît beaucoup plus vraisemblable que le même manteau d'altération sous lequel le socle était enfoui après l'aplanissement post-oligocène se soit mis en marche en direction de toutes les cuvettes de subsidence (Sologne, Bourbonnais) sous l'impulsion des gauchissements miocènes. Si l'on connaissait la date exacte d'arrivée des sables en divers points, et que des différences apparaissent, on en pourrait tout au plus tirer des informations sur le rythme des mouvements tectoniques ; mais il est impensable que la grande fosse bourbonnaise ait attendu le Pliocène ou même le Miocène supérieur pour devenir une autre Sologne. C'est d'ailleurs l'opinion de L. de Launay et de J. Viret qui pensent que des failles ont affecté le sable à la périphérie du bassin.

On voit que le contact du massif nivernais et du bassin lacustre de Decizes-Cercy-la-Tour reproduit exactement les relations que nous avons analysées tout autour du lac de Beauce. La seule différence est dans l'intensité de la crise tectonique oligocène ce qui n'en met que mieux en valeur l'efficacité de l'aplanissement aquitainien. On a peut-être remarqué que depuis les chapitres consacrés dans cet ouvrage au Nivernais septentrional la surface, habituellement qualifiée d'aquitainienne, n'était plus désignée que sous le vocable plus vague de post-oligocène. C'est que les rivages beaucerons s'étaient beaucoup éloignés. Mme Beaujeu-Garnier pense que l'aplanissement a exigé toute la durée du Miocène, jusqu'au Pontien, pour parvenir à un très relatif achèvement. Nous n'avons jamais, dans le Bassin de Paris méridional trouvé d'arguments qui permettent de croire à la lenteur du processus et à l'imperfection de la surface. Nous en avons au contraire d'excellents pour dire que, dès la fin du Burdigalien, la tectonique miocène en avait gravement altéré l'unité, dans le Sancerrois par exemple, et que les mouvements ont continué longtemps. Nous ne voyons donc pas de raison grave qui interdise de qualifier d'aquitainienne la grande surface d'érosion fondamentale qui, au milieu du Tertiaire, a nivelé le Nivernais.

D 213. — LE DÉGAGEMENT DES FORMES

Concevoir l'intercalation d'un grand aplanissement entre deux phases tectoniques de style différent est la seule façon, à notre avis, de résoudre les contradictions nivernaises. La figure 77 montre que la zone la plus agitée par les mouvements miocènes n'est pas celle qui avait été le plus brisée auparavant. Une sorte de môle complexe, cerné par la courbe 360, d'ailleurs château d'eau pour tout le Nivernais, englobe Saint-Saulge, le massif des Cinq-Seigneurs et le bloc basculé de Montenoison. Entre la lame cristalline

et ses enveloppes occidentales, une longue dépression liasique a été modelée par un réseau dont il n'est pas difficile de lire sur la carte l'étroite adaptation aux moindres nuances des gauchissements de la surface aquitanienne. Il serait loisible de s'attarder à l'étude de ces formes. Mais vaine et décevante fut notre recherche, à travers le bocage et la forêt, de dépôts caractéristiques sans lesquels le commentaire ne peut sortir des banalités scolaires que pour tomber dans l'improvisation.

La partie nord, dite Vaux-de-Montenoison, et qui prolonge en somme le sillon liasique que nous avons vu naître près d'Oisy, a été ouverte par l'affrontement de deux réseaux, celui du Beuvron et l'une des branches de la Nièvre ; d'où son épanouissement. Côté nord, il est drainé par le ruisseau de la Fontaine de Jarnassé qui s'encaisse dans le quartzite hettangien et le cristallin à la traversée de la faille. Champallement est installé dans la brèche, sur un replat situé vers 315 m (cote barométrique) nettement incisé à son tour par une reprise d'érosion. Or, à l'amont, le bassin liassique qui règne autour de Moussy et se développe aux flancs concaves de la cuesta de Montenoison paraît dériver d'une vaste forme de maturité organisée autour d'une altitude analogue. Il faut évidemment prendre garde à la fréquence des éléments structuraux qui peuvent simuler des aspects cycliques. A cet égard le paysage qui règne autour d'Authiou est particulièrement significatif, avec cette table bajocienne inclinée comme le pendage, défoncée par le ruisseau de Chazenil et dominée par la cuesta bathonienne. Néanmoins, on doit remarquer qu'à l'aval de Champallement, ce sont encore des plates-formes situées vers 300 m qui se sont développées aux dépens de la surface aquitanienne infléchie à 320 m.

On est donc en droit de penser que l'ouverture de la dépression liasique de Montenoison s'est faite selon des processus érosifs commandés moins par un niveau de base général que par le caractère localement déprimé de la surface aquitanienne vers Dompierre et Brinon. En effet, si l'on envisage l'ensemble de la région nivernaise, des formes de maturité situées ici vers 320-300 m ne peuvent avoir aucune signification cyclique. Le Beuvron est installé dans une gouttière synclinale qui affaisse la surface aquitanienne à moins de 220 m. Côté sud, le Rû de Grenotte qui achève l'ouverture des Vaux de Montenoison est commandé par les bassins de la Nièvre dont celui de Guérigny ploie en cuvette la surface aquitanienne à 220 m encore. Seulement, à l'aval de Prémery, un palier s'interpose vers 300-280 m qui ralentit l'affaiblissement de notre surface fondamentale. Or les formes qui nous intéressent sont très probablement plus récentes que la plupart de ces mouvements à moyen rayon de courbure. Sont-elles pliocènes ? Elles ont en tout cas été fermement retouchées par les processus périglaciaires qui ont paralysé un début de dissection, tels ces beaux amphithéâtres qui affinent l'extrémité de la cuesta de Montenoison.

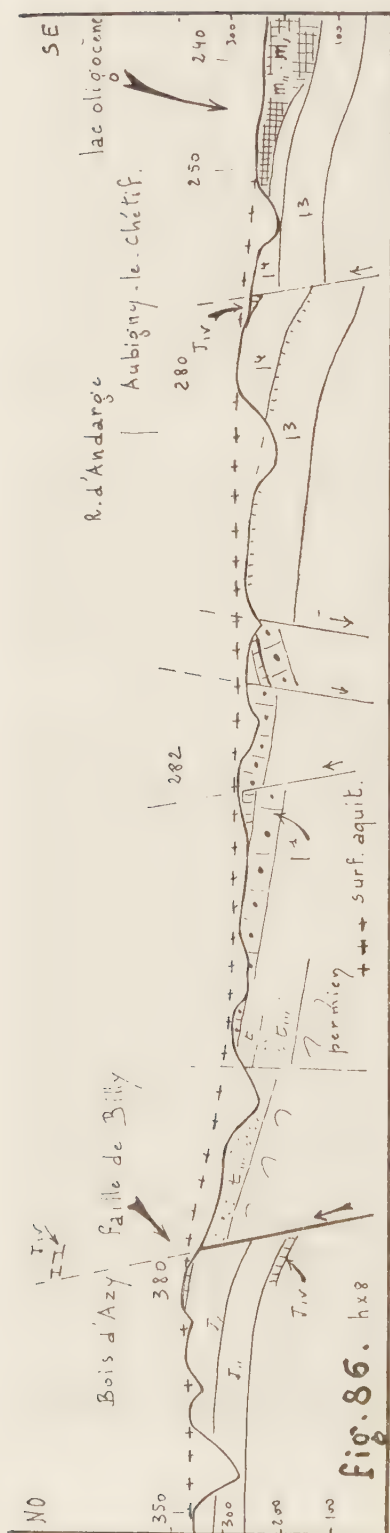
Mais nous croyons que dans un contexte climatique tel que celui du Néogène finissant, où les systèmes d'érosion mettaient l'accent sur le façonnement des versants plus que sur celui du

profil en long, l'ouverture des dépressions argileuses s'est effectuée en fonction des conditions locales. Celles-ci sont d'abord faites de contrastes lithologiques, et l'on connaît le respect que leur témoigne le système subaride. Mais elles dépendent surtout du style des torsions qui ont affecté la surface aquitanienne, c'est-à-dire des pentes tectoniques. Chaque palier, engorgé par les fins débris argileux, pouvait ainsi temporairement jouer le rôle de niveau de base local. Toute construction polycyclique cherchant à définir des niveaux emboîtés serait donc probablement vaine car elle ne tiendrait pas compte de la position culminante du massif nivernais par rapport aux régions périphériques. C'est au cours du Quaternaire que les profils en long ont pu enfin se régulariser. Encore les crises froides ont-elles à plusieurs reprises contrecarré cette évolution. D'où la succession d'étranglements et d'élargissements qui caractérise les vallées des deux Nièvre.

On en pourrait dire tout autant du réseau de la Lixeure (Amognes). Dessiné par une inflexion synclinale de la surface aquitanienne (dont on distingue bien l'amorce dans l'inclinaison au N.O. du plateau qui supporte les Bois d'Azy), ce bassin a été modelé dans les marnes du Bathonien par un jeu de glacis concaves dont on perçoit encore dans le paysage bien des éléments (près du château de Bligny par exemple). Mais ces formes sont littéralement suspendues de 100 mètres au-dessus de la plate-forme aquitanienne qui s'étend au S.O. de Montigny jusqu'à Nevers. Il est vrai que nous décèlerons plus loin des mouvements récents dans ce secteur, sans toutefois leur accorder une telle importance.

Sur le flanc S.O. du massif de St-Saulge enfin, le dispositif paraît moins complexe, peut-être par hasard. La Canne échappe à la dépression par un coude brusque qui lui fait traverser le socle. On peut voir sur la figure 83 et sur la carte en courbes (fig. 77) quelle interprétation structurale nous donnons de ce fait. Une esquisse de cristallin déjà dégagée de sa couverture a été brisée en même temps que rejoignait la faille bordière de St Saulge et basculée vers le nord. Deux beaux replats 320-310 m mordent son revers et son front à l'altitude où la dépression liasique a été dégagée. Si l'on suit celle-ci en direction du sud, sans tenir compte des éléments de réseau actuel qui en occupent certaines parties (Canne supérieure, Rû de Trougny...), on la voit s'abaisser régulièrement à 280 puis 260 m. A ce moment on entre dans le réseau de la rivière d'Andarge dont l'amont occupe une plaine déblayée dans le Lias moyen vers 250-260 m, plaine qui s'étrangle en percée conséquente au pied d'une cuesta constituée, au moins localement, par la dalle des calcaires du Charmouthien supérieur, lesquels supportent ici la surface aquitanienne. Mais dès l'éperon de confluence du Rû d'Andarge et du Rû de Lavault-Barathan, façonné à 250 m, l'affaissement plus rapide de la grande surface a permis l'épanouissement d'un nouveau glacis, ajusté sur la partie terminale du lacustre de Verneuil et sur le sommet du remblaiement des sables granitiques (250-40 m). La figure 77 montre que chacun des éléments de la dépression s'est ouvert en fonction d'un des paliers (300 et 240 m) qui rythment la descente de la surface aquitanienne vers le sud. Ainsi l'enfilade des dépressions liasiques réalise depuis le flanc ouest de St Saulge jusqu'à Verneuil une sorte de couloir dont l'altitude est régulièrement décroissante mais qui n'est pas l'œuvre d'un appareil hydrographique unique.

Ce sont donc à notre avis les modalités locales et le style des déformations de la surface aquitanienne, leur date plus ou moins



tardive aussi, qui ont commandé l'éventration de la masse niver-naise bien plutôt que l'influence d'un hypothétique niveau de base général. L'œuvre en outre est modeste ; hors les Vaux de Montenoison et quelques sillons liasiques, l'influence des gauchissements néo-gènes est partout directement présente. Un exemple suffira à le montrer (fig. 86 et 85). Un beau glacis concave façonne dans le Trias le flanc méridional du massif bathonien des Bois d'Azy. On a déjà attiré l'attention sur le caractère incompréhensible de cette « inversion de relief ». En fait c'est d'inversion tectonique qu'il s'agit, une fois de plus, l'ancien compartiment affaissé (bathonien) ayant été, après l'aplanissement, soulevé de 100 mètres par rapport au bloc permo-houiller de La Machine. Le relief est encore très près des pentes tectoniques.

D 22 Le Bazois méridional et l'appel de la cuvette bourbonnaise

Trois problèmes méritent d'être étudiés dans la région de Châtillon-en-Bazois : l'origine de l'aplanissement qui, vers 300 m, nivelle la majeure partie de la grande dépression ; celle des buttes liasiques de Tamnay qui dominent l'ensemble de 50 mètres ; l'évolution enfin de ce curieux réseau hydrographique qui, franchissant la faille bordière du Morvan, se retourne en épingle à cheveux comme happé par la cuvette bourbonnaise.

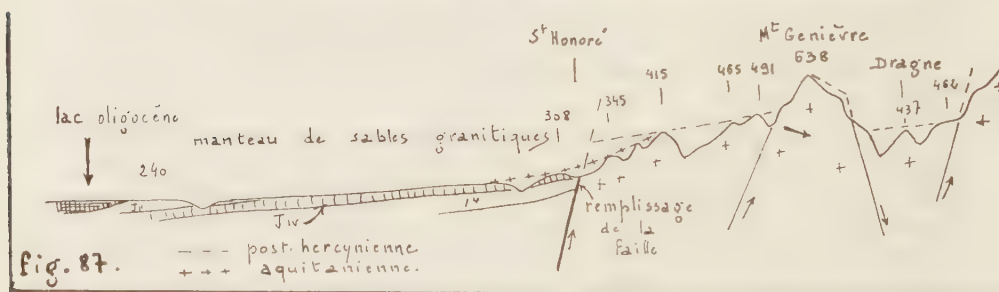
On sait que Mme Beaujeu-Garnier envisage l'existence de trois niveaux d'érosion emboîtés sur le flanc S.-O. du massif (voir chap. D 141). Si la surface pontienne n'a laissé que quelques replats vers 550 m, celle du Villafranchien aurait largement modelé vers 450 m le flanc des cuvettes (Saint-Hilaire, Sermage, le bassin de la Haute-Dragne) ; enfin, entre 350 et 300 m un aplanissement « post-Saint-Prestien », donc quaternaire, aurait laissé son empreinte le long de la zone de contact et nivelé tout le Bazois. Mais l'auteur remarque judicieusement qu'on ne trouve pas de répondant à ces niveaux côté occidental puisque tout le sud du Nivernais est bien inférieur à 400 m et même à 300. D'où l'idée que des déformations sont venues affaïsser le Bazois méridional après le « Villafranchien » et même encore après le « Saint-Prestien ». Du même coup les captures du Veynon, du Guignon... doivent être d'origine tectonique : la continuation de l'affaissement vers Cercy-la-Tour a retourné un réseau primitivement organisé en fonction de l'Yonne. Nous ne pouvons que souscrire à cette conclusion générale. Mais l'âge des niveaux en question (et même leur existence) est trop sujet à caution pour que le caractère récent de cette tectonique soit ainsi démontré.

Pas plus qu'à Corbigny la plaine d'érosion qui tranche divers étages du Lias et nivelle des failles ne peut être attribué à un aplanissement quaternaire s'exerçant au détriment d'une forte épaisseur de sédiments. Peu de dépôts caractéristiques à sa surface, sinon un voile de « limon » qui dérive des argiles liasiques. Près de Saint-Maurice, à l'est de Saint-Saulge, j'ai pu néanmoins examiner une bonne coupe dans une masse épaisse de 2 à 3 mètres (a¹¹ de la carte). Rien d'éolisé, mais une grande abondance de plaquettes et de concrétions pisolithiques ferrugineuses et manganesifères noires indique une évolution pédologique certainement déjà ancienne. Surtout, le limon prélevé en profondeur livre au lavage un résidu de sables feldspathiques très évolué, plus altérés encore qu'à Corbigny.

Il est probable qu'on se trouve en présence d'une formation contemporaine des sables du Bourbonnais comme de ceux de Corbigny dont l'épandage est antérieur à l'achèvement de la subsidence de Cercy-la-Tour. Il n'est pas certain qu'à Saint-Maurice la

base de ces sables altérés repose sur la surface aquitanienne intacte à en juger par l'importance des éléments structuraux (calcaire sinémurien) qui la supportent. Il ne peut toutefois s'agir que de simples retouches. Dans l'ensemble nous attribuerons les étonnantes topographies planes du Bazois central à l'œuvre des aplanissements fini-oligocènes et leur bonne conservation à leur horizontalité qui en a fait une zone de partage des eaux entre réseaux de l'Yonne et de la Loire. La plaine est en effet « suspendue » entre les deux cuvettes de Corbigny et de Cercy ; mais dans le sens O.-E. elle est affaissée entre les socles du Morvan et de Saint-Saulge. Là, aux deux ailes, de délicats raccords en forme de glacis d'érosion peuvent être observés, tel celui déjà décrit à Saint-Révérien, tel aussi le rebord occidental de la Forêt de Montreuillon sur Coulon (fig. 78).

Au sud de l'Yonne la faille bordière du Morvan a connu une évolution aussi complexe que vers le Mont Vigne, quoique moins brutale. La figure 77 montre que nous croyons à l'existence de compartiments du socle relevés par des cassures néogènes dont le tracé ne correspond pas souvent à celui de l'accident le plus apparent sur la carte. Ce dernier, par lequel le Lias affronte le cristallin, a connu évidemment un jeu principal à la fin de l'Oligocène ; c'est peu au sud, à Saint-Honoré, qu'on pouvait voir le matériel de remplissage de la faille composé de brèche calcaire, de silex et de grains de minerai de fer sidérolithique (Delafond 1879 p. 929) (6) ; le plan de faille y est d'ailleurs toujours perceptible (boulodrome), légèrement incliné, débité en multiples faces lisses desquelles on peut arracher de la brèche de friction injectée de calcaire jusqu'au fond d'étroites fissures. Cette grande cassure a les mêmes caractères que celle du Mont Vigne. Là aussi les filons de roche silicifiée l'accom-



pagnent, tantôt brune (Niault), tantôt bariolée de teintes somptueuses (voir les murs de l'Hôtel du Parc à Saint-Honoré). Là encore un effort d'arrachement s'est fait sentir lors des déformations néogènes ; il semble toutefois que les ruptures aient été surtout sensibles plus à l'est, en plein socle. Ainsi du Mont-Genièvre dans lequel le jeu des blocs basculés et des fossés tectoniques est aisément perceptible (fig. 87). C'est pourquoi les sables granitiques

(6) C'est-à-dire exactement ce qu'on peut récolter le long des failles chat-tiennes (m.,a) de Bourgogne.

coupés de lits argileux indiquant des conditions de dépôt assez tranquilles (Delafond 1879 p. 929) ont été déformés, relevés à plus de 300 m et peut-être refaçonnés en surface par un pédiment ayant attaqué la bordure cristalline (7).

*
**

Mais l'ensemble régional le plus instructif, sinon le plus clair, nous paraît être fourni par la zone bordière du Morvan qui voit le Veynon effectuer l'étonnant virage que l'on sait (fig. 76).

A Niaux, sur la rive concave du coude, deux buttes se dressent à la même altitude (environ 340 m) ; l'une est en Lias moyen, l'autre en cristallin (microgranite) ; la faille qui les sépare n'a donc pas rejoué. En outre, à l'intérieur de la boucle, le socle qui s'abaisse en direction du nord domine le cours d'eau de ses 367 m. La rivière paraît donc avoir pris naissance sur un plan incliné qui nivelait la bordure faillée. De Dun, quand on regarde vers l'ouest, on distingue très clairement par-delà la profonde vallée du Veynon la ligne régulière d'un plateau en général boisé qui s'élève doucement en direction du sud (bois de Souvy, bois de Vigne) jusqu'à parvenir à plus de 350 m à l'est de Tammay (cote 357). Au point où ce plateau liasique se soude au socle un col, sculpté à 315 m, semble offrir une voie de passage à la branche amont du Veynon en direction du Trait. Ce seuil est lui-même défoncé par une petite vallée, sèche maintenant, dont les flancs modelés par les processus périglaciaires semblent avoir cessé d'évoluer au moment où une capture menaçait le Veynon actuel ; c'est exactement l'inverse de la situation qu'on attendait. A l'amont du coude le Veynon coule dans une gorge fermement incisée aux dépens d'une forme de maturité dont il subsiste un beau replat sur chaque versant. La route de Grandy suit celui de rive droite vers 290-310 m. Il semble donc qu'un « Veynon » ait pu effectivement continuer sa route au N.O. par le col 315 avant la capture et que la menace du petit ravin quaternaire récent ait été un phénomène ultérieur, menace d'ailleurs illusoire si l'on compare l'altitude des thalwegs en cause.

Si l'on fait abstraction de ce col 315 et des retouches que l'ancien cours du Veynon a pu apporter à la régularité du plateau des Bois de Vigne, on voit bien que celui-ci jusqu'à Tammay a fait partie de la surface d'aplanissement post-oligocène. Au plus haut de cette plate-forme on recueille toute une gamme de produits détritiques bien significatifs, parmi lesquels Mme Beaujeu-Garnier (1948-50 p. 108) a signalé des silex crétacés, des dragées de quartz albiennes, des chailles jurassiques et du sable quartzueux. J'ai pour ma part récolté en abondance autour de la cote 357 des chailles

(7) Nous ne nions nullement l'existence de niveaux d'érosion étagés ou emboîtés sur ce flanc du Morvan. Nous croyons simplement que les déformations qu'ils ont subies interdisent de leur donner une valeur générale. Le fait que les altitudes de divers éléments cycliques discontinus « riment » entre elles sur de grandes distances n'est pas du tout une garantie qu'ils appartiennent à la même génération.

roulées (moins qu'à Grond toutefois car on s'éloigne de la zone très faillée) de 5 à 10 cm en général, parfois 15, de la brèche à silex, du quartz calcédonieux provenant de la faille bordière... le tout sommairement émoussé. Surtout, de part et d'autre de la route de Château-Chinon, le Lias est recouvert d'une nappe sablo-argileuse importante. Elle se compose d'une sorte d'arène, analogue, quoique un peu moins fraîche, à celle qu'on peut observer en place quand la route s'engage en tranchée dans le socle avant Dominartin. Les feldspaths sans être aussi nombreux sont encore très sains; la kaolinisation y est beaucoup moins poussée que dans le sable de Sologne ou du Bourbonnais, à fortiori que dans la nappe limonneuse de Saint-Maurice (est de Saint-Saulge). En outre on y trouve une proportion anormalement forte de quartz bipyramidés, caractéristiques on le sait des quartz du premier temps de la granulite par opposition au caractère informe des mêmes cristaux dans le granite. Or le ruisseau des Garats, avant son coude de capture, traverse une zone riche en filons granulitiques et sa branche amont, prolongée en ligne droite, passerait par les buttes de Tamnay.

Si l'on examine le sable argileux qui, vers Moulins-Engilbert, masque le contact du Jurassique et du socle (mp de la carte), on le trouve absolument semblable à celui qui règne dans la cuvette bourbonnaise, c'est-à-dire du type Sologne, déjà très kaolinisé. Simplement il est chargé ici d'une grande abondance de chailles, d'éclats de silex et surtout de gros quartz filoniens bien émoussés pouvant dépasser 15 cm. Le sable granulitique frais de Tamnay paraît donc nettement plus récent. Il conserve le souvenir d'un organisme hydrographique orienté S.E.-N.O., antérieur au retournement du réseau, mais bien postérieur aux premiers gauchissements miocènes ayant permis l'accumulation des sables granitiques de la cuvette bourbonnaise (8).

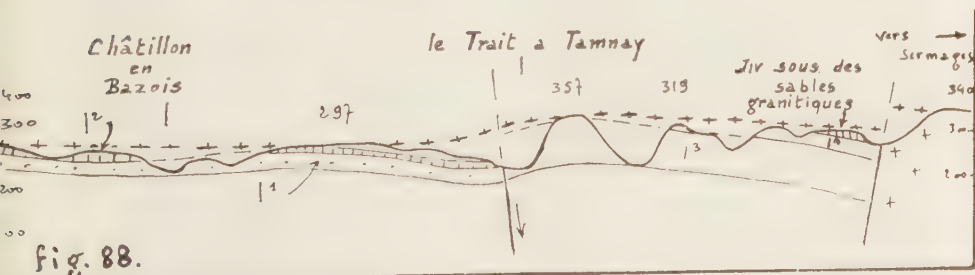
Revenons à Dun. Entre le plateau du Bois de Vigne-Cuy et le Veynon, un beau et large replat porte les villages de Chouigny, Thoré, la Varenne. Il est difficile de faire à son sujet le départ entre ce qui est surface structurale (13°) et forme cyclique. Néanmoins le fait que ce replat s'abaisse vers l'aval comme le cours d'eau, tandis que le plateau contre lequel il s'adosse s'élève au contraire dans la même direction, inciterait à choisir la deuxième hypothèse. Plaqués contre l'escarpement de faille d'autres éléments de replats, à des altitudes correspondantes et toujours sculptés dans le Lias, portent le hameau de Montchouigny ou interrompent la rude ascension du village de Sainte-Perreuse. L'ensemble de ces niveaux placés suivant les lieux entre 300 et 280 m paraît appartenir à la même famille de formes de maturité que le col 315 situé en face du coude du Veynon et se prolonger vers le sud par le glacis cernant les buttes de Tamnay dans lequel le réseau actuel s'enfonce. Vers Limanton ce même glacis se fond entre 260 et 270 m

(8) L'industrie des poteries de grès a acquis une certaine célébrité au Pt. Massé. Elle devrait déceler sur le plateau de Tamnay-Chouigny la présence d'argiles kaoliniques plus anciennes que l'arène.

dans la masse des sables granitiques de la cuvette bourbonnaise (9). Il semble donc qu'on puisse saisir le long du cours moyen et inférieur du Veynon les restes d'un niveau d'érosion emboîté aux dépens de la surface aquitanienne déformée ; l'élément principal de ce niveau, développé à la périphérie de la cuvette de Cercy affaissée, aurait poussé une sorte de golfe de plaine entre le socle et le bombement de Tamnay (fig. 77) et attaqué de flanc la vallée du Veynon (col. 315) ; d'où la capture.

Aux deux ailes du Bazois l'aplanissement post-oligocène a respecté du Bajocien (Saint-Saulge, Moulins-Engilbert) ; au centre il tranche profondément le Lias. Le sommet des buttes de Tamnay (350 m) appartenant à la même surface d'érosion que le plateau d'entre Aron et Trait (280-290 m) et que la pellicule bajocienne de Moulins-Engilbert fossilisée sous les sables granitiques (300-320 m), la figure 88 s'impose qui envisage un ploiement de la grande unité fondamentale. Les buttes de Tamnay ne résultent donc pas d'un phénomène d'inversion de relief. La carte (fig. 77) montre que le dôme est responsable du tracé des rivières, Veynon compris. Vers Dun, le rejeu de la faille bordière est déjà vraisemblable. Il est évident devant Sainte-Perreuse, dont le bloc dépasse 400 m. Ces ultimes mouvements ont dû faciliter la capture.

Or le sable granitique et granulitique peu évolué des buttes de Tamnay montre qu'à une époque récente du Néogène l'écoulement se faisait encore du Morvan en direction du N.O. On est donc amené à dire que les mouvements tectoniques se sont prolongés tardivement dans ce secteur Tamnay-Moulins-Engilbert, vraisemblablement liés à une continuation de l'affaissement de la cuvette de Cercy-la Tour. Nous retrouverons le problème en divers secteurs du cours de la Loire dont les dépôts caractéristiques permettront de préciser un peu plus la chronologie du phénomène.



(9) La rupture de pente, avec cascade, signalée par Mme B. G. au Crot de l'Ours (310 m) sur le Guignon, pourrait être mise en rapport avec cet important niveau d'érosion.

D3 DE LA BOURGOGNE AU BASSIN DE PARIS MÉRIDIONAL

Des confins tourangeaux à ceux du Bourbonnais, et malgré la diversité des paysages, un même schéma évolutif a pu servir à rendre compte de l'édification des reliefs. Partout est apparue la nécessité d'insérer dans une histoire tectonique longue et complexe celle d'un aplanissement pratiquement parfait, de sorte que l'aube du Miocène marque une coupure absolument fondamentale dans la paléo-géographie tertiaire.

Auparavant règne la plaine, issue de la surface d'émersion crétacée, et progressivement dégradée par les subtiles retouches éocènes jusqu'à ce qu'une crise tectonique oligocène de style brisant achève d'en détruire la régularité. Pourtant un système d'érosion particulièrement efficace parvient à triompher des nouveaux reliefs ; la plaine est reconstituée. Alors de souples gauchissements à moyen rayon de courbure, très différents des cassures antérieures déforment, sans doute à plusieurs reprises, la grande pénéplaine post-oligocène ; ici un compartiment bascule, limité par des flexures vigoureuses (Sancerrois, Puisaye), là une cuvette se dessine, tantôt vaste (Sologne, Bourbonnais), tantôt plus circonscrite (bassin de Corbigny, Bazois central, région de Mehun sur Yèvre) ; ailleurs enfin une zone sensible de l'écorce se trouve vigoureusement fripée selon une trame qui n'a plus grand chose de commun avec la structure oligocène mais qui peut localement rouvrir une faille mal cicatrisée (Nivernais, environs de Sancerre...). Cette palpitation, où les phénomènes d'inversion tectonique sont très fréquents, édifie des reliefs qui ne seront plus jamais détruits, peut-être par suite d'une inefficacité relative des systèmes d'érosion néogènes ou simplement par manque de temps, mais aussi sans doute parce que les masses orographiques distribuées par ces gauchissements présentent plus de volume et moins de prise à l'érosion que les escarpements de failles oligocènes. Quoi qu'il en soit le réseau hydrographique est toujours adapté aux pentes tectoniques créées par les déformations néogènes et jamais à la structure profonde, œuvre des dislocations antérieures ; seules des sections « subséquentes » mineures, nées par érosion régressive mettent en valeur ici et là les contrastes lithologiques, notamment le long des plans de failles.

On sait qu'une construction analogue a déjà servi à rendre compte des bordures de la Grande Limagne (M. Derruau 1949) et surtout des escarpements bourguignons (A. Journaux 1954-6). La

région beaunoise notamment fournit une admirable réplique du Nivernais avec plus de grandeur toutefois mais peut-être moins de nuances (1). Les longues failles qui courent du nord au sud à travers la Montagne et tout le long de la bordure occidentale des plaines de la Saône témoignent de la crise tectonique oligocène; les conglomérats chattiens de teinte saumon à Helix Ramondi de Dijon, Buxy... ont permis de les dater d'une manière extrêmement précise; ceux qu'on peut voir en plein domaine granitique beaujolais, à Charentay par exemple, sont formés de blocs jurassiques énormes, enchâssés dans une argile rougeâtre d'où l'on peut extraire des concrétions sidérolithiques à pisolithes bien formés et l'ensemble rappelle très bien la description des brèches calcaires (Delafond 1879 p. 929) plaquées contre la faille de Saint-Honoré, aux confins du Bourbonnais et du Bazois, d'où la vraisemblance d'une datation commune de part et d'autre du Morvan.

Seulement ces failles ont toutes été nivelées par une surface que A. Journaux qualifie de mio-pontienne car la tectonique ne paraît se réanimer qu'au début du Pliocène quand la Bresse reprend son mouvement de subsidence. Une crise violente, datée du Villafranchien par une élégante démonstration, hisse enfin les plateaux bourguignons, crée la Côte d'Or et rouvre certaines failles mais non sur toute leur longueur. Il est facile à la lumière de ces idées de dessiner une carte des sections qui ont rejoué. Ainsi le plateau de l'Arrière-Côte, déprimé au pied de la Montagne entre Saint-Romain et Beaune, se relève-t-il au nord et au sud pour retrouver son ancienne continuité topographique avec la partie la plus soulevée, c'est-à-dire la Montagne; la colline des Trois-Croix, à l'ouest de Chagny (cote 524) retrouve à peu près l'altitude des buttes de Rème et Rome-Château parce que la faille qui les sépare a cessé de rejouer un peu au sud de La Rochepot; de même on note facilement sur la carte des rapports analogues vers Bessey en Chaume et Bouilland; le replat de rive droite du Rhoin (Borey) au sud de ce village est un très bel et peu classique exemple de replat structural, ou pour mieux dire tectonique, car il n'est rien d'autre qu'un fragment de la surface post-oligocène décroché par jeu de la faille. Celle d'Ivry a connu le même sort sur quelques kilomètres de part et d'autre de Bligny, de même que celle qui lui est parallèle à l'est de Thorey, si bien que l'Ouche est adaptée dans cette section à un fossé tectonique récent.

En Mâconnais de même des rejeux ont fortement disloqué la surface post-oligocène jalonnée ici et là par une curieuse dalle de grès-quartzite. L'esquille calcaire de la Roche de Solutré n'est pas sans analogie avec le Lidou nivernais; seulement une structure plus serrée rend le phénomène plus perceptible car la surface d'érosion basculée tranche visiblement des strates à fort pendage, de

(1) Je dois à l'honnêteté de dire que c'est après la lecture des chapitres d'A. Journaux consacrés à cette région que j'ai achevé de comprendre les coupes géologiques nivernaises et particulièrement la région du Mont Givry (voir chap. E 11).

sorte que les deux tectoniques successives se lisent comme sur un schéma...

On voit à quel point la thèse d'A. Journaux, si vraisemblable en Bourgogne, s'accorde avec notre propre interprétation des reliefs du Bassin de Paris méridional. Une petite divergence toutefois : l'auteur, comme Mme Beaujeu-Garnier, parle de surface mio-pontienne parce que la reprise des déformations s'est fait attendre jusqu'à l'extrême fin du Néogène. Au contraire le Sancerrois nous a montré d'importants mouvements au Burdigalien supérieur ou à l'Helvétien, de sorte que nous sommes obligé d'admettre que la surface d'aplanissement était déjà réalisée avant ; là comme en Nivernais, nous la croyons contemporaine de la fin du comblement des cuvettes lacustres aquitaniennes. Mais à l'est de la Loire nous n'avons plus d'élément qui nous permette de situer dans le temps l'époque du ou des gauchissements. Les formes paraissent fraîches ; mais faut-il attendre, comme le pense A. Journaux, le Villafranchien pour que s'édifient les importants volumes orographiques que l'on sait ? Nous avons peine à croire que même en Bourgogne la fin du Miocène et tout le Pliocène n'aient vu s'accomplir qu'une « légère dégradation » de la grande surface. Un soulèvement progressif, une puissante végétation maintenant les sols pourraient expliquer l'absence de dépôt grossier à l'est de la Côte d'Or. Quelle est d'ailleurs l'origine (et l'âge) des sables granitiques du bassin d'Autun ? Et les fines argiles plaisanciennes de Bresse, ne doit-on pas en chercher la source partielle dans celles du Lias de l'Auxois lentement excavées avant l'ultime et brutale crise tectonique villafranchienne ?

Quelques années avant la parution de l'ouvrage d'A. Journaux, M. Derruau (1949-50) fournissait des bordures de la Limagne une interprétation de même esprit dont la chronologie s'accorde encore mieux avec ce que nous enseigne le Bassin de Paris méridional. Le socle nivelé pendant la subsidence du fossé tectonique a vu se façonner une surface fini-oligocène contemporaine des derniers dépôts lacustres aquitaniens et dont l'auteur signale la quasi « perfection » (p. 628). Grâce aux multiples coulées volcaniques parfois bien datées par les flores et les faunes qu'elles fossilisent on peut suivre l'histoire des dislocations qui, au Miocène, ont affecté cette pénéplaine. La masse bascule au nord, les failles bordières rejouent surtout vers le sud, tandis que des niveaux d'érosion mordent sur les nouveaux escarpements. Limités à des encoches assez faibles dans le sud, peut-être à cause de l'importance du volume montagneux soulevé, ils s'étalent vers le nord grâce à l'abaissement progressif de la surface fini-oligocène ; le dernier parvient ainsi à effacer les précédents. Il s'agit d'une série de beaux pédiments achevés au Pontien, élaborés sans doute avant (on a trouvé une machoire de Rhinocéros pontien à la surface de l'un d'eux). Ils entament le bord faillé du bloc cristallin (horst des Collettes, Bois Noirs), tranchent le sommet des calcaires lacustres aquitaniens, et l'auteur les croit organisés en fonction d'un bassin fermé comblé par les sables du Bourbonnais (playa). Tout du long du Néogène M. Derruau signale la diminution progressive de l'intensité des crises tectoniques. Au Burdigalien le mouvement de bascule vers le nord est fortement dessiné ; il se continue en s'apaisant et il n'est pas certain que les pédiments pontiens aient été déformés.

On voit une fois encore tout ce que notre propre schéma peut

gagner à être confronté avec cette étude. Rappelons aussi comme l'ont fait A. Journaux (p. 207-8) et M. Derruau (p. 667-8) l'importance accordée par A. Cholley (1935 et 1934) à la surface post-aquitaine en Charolais et Mâconnais. Rappelons enfin que pour J. Tricart (1948-9 p. 144) tout l'est du Bassin de Paris a été façonné à l'Oligo-Miocène par un vaste aplanissement qui englobe la totalité du flanc occidental des Vosges et dont le gauchissement ultérieur rend compte à la fois des reliefs actuels et de la direction générale du réseau hydrographique; et si A. Journaux (p. 178) inscrit au contraire sa surface miocène en contre-bas du ballon de Servance vers 600 m, il y a là une contradiction qui peut-être pourrait se résoudre par le recours à des cassures postérieures (2).

Voilà donc un vaste domaine comprenant l'est du Bassin de Paris, la Bourgogne sédimentaire, les bordures de la Limagne, le centre et le sud du Bassin de Paris au minimum, pour lequel nous proposerions volontiers un schéma évolutif unique. Partout une crise tectonique oligocène y a été suivie par la réalisation d'un aplanissement que nous croyons impeccable et dont l'unité a été remise en cause au cours du Néogène par des gauchissements avec rejeux de failles locaux dont les dates ne paraissent pas concorder partout. Plus précoces dans l'ouest, plus violentes dans l'est, ces déformations commandent à la fois le réseau et la distribution des masses orographiques.

Une seule discordance dans ce concert : le Morvan de J. Beaujeu-Garnier. Pour cet auteur, on l'a vu (chap. D 141), la crise tectonique fondamentale reste celle de l'Oligocène affectant d'ailleurs une surface en coupole, héritière des topographies éocènes, qui était loin d'être parfaite. Les escarpements de faille oligocènes ont bien été nivelés en Bourgogne sédimentaire; mais le Morvan, trop loin des niveaux de base, en a conservé au pied desquels la vague d'érosion s'est épuisée : ainsi de la faille de Moux par exemple. Et si des gauchissements néogènes ont bien affecté l'imparfaite surface miocène l'auteur les croit localisés dans le sud aux abords du bassin d'Autun et des cuvettes du « Morvan troué ».

Bien que le Morvan soit entièrement hors du cadre de notre étude on nous permettra peut-être de suggérer quelques idées à son sujet, à titre d'hypothèse de travail et afin de défendre l'unité de notre synthèse. L'imperfection des topographies éocènes? La notion en a été suggérée à l'auteur par les nappes détritiques grossières de Puisaye sparnaciennes et ludiennes de P. Jodot dont la cartographie venait de paraître. Nous avons tenté (chap. C 52-3-4) de faire justice de ces légendes. L'incapacité d'une érosion régressive miocène à venir à bout

(2) Fait curieux ces auteurs, quand ils se citent, ne paraissent pas avoir la même conception synthétique que nous-même. Par exemple A. Journaux (p. 176) qui prolonge la durée de sa surface post-oligocène jusqu'au Pliocène croit la reconnaître dans celle que M. Derruau qualifie de pontopliocène, c'est-à-dire le pédiment auquel il a été fait allusion. Certes non. Il ne s'agit là que de retouches apportées à la grande surface fondamentale qui a suivi la crise tectonique oligocène, crise qu'on retrouve partout avec des caractères identiques. Ce pédiment bourbonnais est en somme assez analogue à nos propres glacis d'érosion sancerrois. Ils sont la marque de ces efforts voués à un relatif échec par lesquels l'érosion néogène a tenté de réduire les reliefs nés des gauchissements post-aquitains. La surface d'érosion bourguignonne qui nivelle les failles (là où elles ne l'ont pas rejoué) doit être rapprochée de celle qu'en Auvergne M. Derruau qualifie de fini-oligocène.

des escarpements de faille du Morvan ? Elle est démentie par ce que l'on sait des processus de l'érosion subaride, d'autant plus efficace qu'elle s'attaque à un versant vigoureux, d'origine tectonique par exemple. L'alignement de Moux est ferme et bien rectiligne. A son pied, près du village, on croit discerner dans le paysage tel aspect de fossé tectonique aux formes nettes qui milite en faveur de dislocations assez récentes.

Nous croyons en fait que la faille appartient à cette génération néogène, née des rejeux d'accidents plus anciens, comme l'est la faille de St Romain dans l'Arrière-Côte beaunoise ou celle de Menou en Nivernais. Et de même, comme nous le pressentions en analysant les topographies au nord du Mont Vigne, l'escarpement de Quarré les Tombes nous paraît dériver d'une cassure bien plutôt que de l'emboîtement des niveaux d'érosion (3). Quant aux gradins 450 (Villafranchien ?) et 350 (St-Prestien ? (4) qui façonnent le nord du bassin d'Autun et sur lesquels Mme Beaujeu-Garnier a édifié sa conception polycyclique de l'évolution récente du massif, il nous semble au vu de la carte, qu'on pourrait leur accorder une origine tectonique. Tout un jeu de blocs basculés peut être décelé dans ce secteur SE du Morvan, notamment dans la région drainée par la Selle. Il y a en particulier, au flanc nord de la Forêt de St-Prix et du Folin, au lieu-dit Les Maçons, une haute vallée mûre affectée d'une rupture de pente de 70 mètres juste sur le passage d'une cassure très probable par laquelle deux blocs cristallins sont dénivélés de 90 mètres. Si réellement la tectonique est responsable de cette anomalie du profil en long, elle ne peut être que très récente, quaternaire ou à peine antérieure, ce qui s'accorderait bien avec la datation fournie par A. Journaux pour la mise en valeur de la Côte d'Or.

Au total nous proposerions volontiers d'appliquer au Morvan le mode d'interprétation qui rend si bien compte des formes du Bassin de Paris méridional et de la Bourgogne calcaire. La pénégène post-oligocène, que pour notre part nous croyons réalisée dès l'Aquitarien, l'aurait nivelé, son principal effort consistant d'ailleurs à le débarrasser des restes de couverture. Tout son relief actuel serait dû à une série de mouvements néogènes avec rejeu des cassures, continués localement jusqu'à une date récente comme l'a d'ailleurs dit expressément Mme Beaujeu-Garnier. Mais précisément, ces mouvements interdisent de paralléliser les multiples replats d'érosion, vallées mûres, banquettes... qui pullulent à tous les niveaux et de les classer par « cycles ». Il n'empêche que le très bel exercice d'analyse régionale auquel l'auteur s'est livré

(3) En dépit des formes de maturité qui remontent à une altitude analogue le long du Chalaux et de la Cure et qui ont pu se développer en fonction du compartement affaîssi.

(4) Leur datation s'appuie sur des arguments très fragiles. L'âge villafranchien, encore rattaché au Pliocène à l'époque, n'a été proposé, avec réserves, que par analogie avec la « pénégène pliocène » de la Loire moyenne de G. Denizot, à laquelle nous ne croyons guère. Quant au grand remblaiement Saint-Prestien, à Saint-Prest même (vallée de l'Eure) son cas paraît plus que discutable et G. Denizot dès 1927 (p. 32) a brillamment réfuté l'interprétation eustatique qu'en donnait Chaput. On ne peut en tout cas, à partir d'une carrière, construire un système à l'échelle de tout le Bassin de Paris pour le moins. En outre, les dépôts de la Terre-Plaine sont beaucoup plus frais que ceux du Bazois méridional (et sans doute que ceux du bassin d'Autun) qui ne contiennent aucun élément cristallin conservé. Leur assimilation nous paraît illégitime. Il n'y a pas à notre avis à la périphérie du Morvan de grand remblaiement pliocène qu'on puisse rattacher à une évolution du niveau de base.

dans ce petit massif a mis en lumière bien des nuances curieuses. On songe en particulier au cas du « Morvan pourri » suspendu par la faille de Moux, qui dérive d'une surface polygénique post-hercynienne et aquitanienne à la fois, mais que rongent des dépressions au fond desquelles Mme Beaujeu-Garnier a signalé des poches d'argile kaolinique. C'est là une découverte capitale. L'état d'évolution des feldspaths, tel qu'on nous le présente, s'accorde mal avec l'idée d'une altération néogène, donc avec l'hypothèse que nous suggérons. Si l'on veut reprendre la question, c'est à une analyse systématique de ces trop rares dépôts qu'il faudra se livrer.

Quoiqu'il en soit, les régions sédimentaires qui enveloppent le Morvan au nord et à l'est, peuvent supporter bien des rapprochements avec les formes que nous avons étudiées à l'ouest du massif. Par exemple l'Auxois a bien été privé de sa carapace calcaire par l'aplanissement aquitanien. Les failles d'Ivry, de Painblanc, une flexure E.O. qui court au sud de Pouilly en Auxois, ont commandé le dessin général de ses futures bordures. Mais la surface de la Montagne bourguignonne s'incline maintenant en direction de l'ouest, si bien que le sommet des buttes de Foissy (480-90) pourrait lui appartenir. Une légère cuvette aurait donc infléchi la plaine aquitanienne autour d'Arnay le Duc, liée aux prémisses de l'affaissement du bassin d'Autun ; le réseau de l'Arroux supérieur et de ses affluents (Lacanche, Breuil, Liernais...) en dessine exactement les contours. Ainsi l'inversion de relief de l'Auxois aurait été préparée par une légère inversion tectonique. C'est tout à fait le cas du bassin de Corbigny.

De même si les plateaux calcaires étendus au nord de la Terre-Plaine ne fournissent plus qu'une image dégradée de la surface aquitanienne (héritière de l'infra-crétacée), ils nous mènent au pied d'une « cuesta » du Jurassique (j6-5) que moulent de nombreux dépôts albiens (voir notice de la feuille Tonnerre, 2^e édition 1935). L'analogie des formes et des dépôts est tellement grande entre la « côte » de Chablis et celle de la Puisaye que nous faisons plus que soupçonner une identité d'origine. Ici comme là une torsion anticlinale postérieure à l'aplanissement aquitanien serait responsable de l'édification de cette fausse cuesta. Et c'est également pour cette raison que nous ne suivrons pas J. Tricart (1956 a p. 53) quand, à propos de la Forêt d'Othe, il parle d'escarpement de faille inversé. La faille à regard nord qui en longe le pied SE doit appartenir, comme celle de Quenne, à la génération oligocène antérieure au nivellement. Le bombement de la Forêt d'Othe, qui est indéniable et plus récent et qui a créé un bloc basculé au nord à la manière sancerroise, participe donc lui aussi d'un phénomène d'inversion tectonique ; après quoi, comme l'a montré J. Tricart, l'évolution pliocène et surtout le façonnement périglaciaire ont magnifié l'escarpement.

Ces quelques exemples suffisent à montrer que les faits analysés par nous dans le Bassin de Paris méridional ne sont pas aberrants ; que bien des cuestas du Bassin de Paris (mais non toutes) sont nées de la même façon que le piédestal de la côte sancerroise ou la Puisaye. D'une manière générale l'inversion tectonique nous paraît capable de rendre compte du déclenchement de beaucoup d'évolutions morphogénétiques ; au contraire, l'inversion de relief n'est souvent qu'un phénomène mineur, en tout cas « subséquent » ; la difficulté vient de ce que parfois les deux

processus se sont succédés au même endroit, ou du fait qu'un même trait de relief a été mis en place ici sous l'influence prépondérante de la tectonique, là sous celle de l'érosion. C'est tout le problème de ce qu'on appelle la « cuesta crétacée », de la Creuse à la haute Seine. Nous reviendrons sur son cas lors de la synthèse finale.

D4 LA CHAMPAGNE BERRICHONE

On l'a déjà dit, une interprétation morphologique correcte de la Champagne Berrichonne suppose d'abord qu'on définisse l'échelle à laquelle on se place. Plus on s'approche du cadre « humain », celui du promeneur ou de l'agriculteur, plus l'analyse de formes de détail prend d'importance au détriment des considérations sur les surfaces d'aplanissement lesquelles, dans le dédale des vallons secs, s'évanouissent dans l'abstraction. Non partout il est vrai, car de grands espaces plans subsistent encore, cernés par les ramifications d'un réseau hydrographique qui fut très dense mais que l'assèchement a stoppé dans son offensive.

Quelle est la cause de cette inégale destruction des topographies tertiaires, quelles sont les conséquences pédologiques de ces légères retouches, voilà les vrais problèmes qui se posent au géographe. D'une manière plus générale on lui demandera de rendre compte de cette vaste clairière à vocation céréalière, bornée dans toutes les directions par des forêts ou des zones bocagères au sol lourd. Nous nous placerons dans cette optique.

D 41 Plate-forme jurassique et cuesta crétacée de Levroux-Pellevoisin

L'analyse de la côte crétacée berrichonne a déjà entraîné une interprétation de la Champagne septentrionale (chap. C 42). Près de Bourges le plan incliné qui s'élève lentement vers le N.-E. nous est apparu d'origine fort complexe malgré sa régularité. La surface aquitanienne, reconnue à la périphérie de la cuvette lacustre éocène de Mehun (La Chapelle Saint-Ursin...), continue à façonner la plate-forme jurassique en direction de l'est (région d'Avord, Yèvre moyenne...). Mais vers le nord nous savons qu'elle s'avancail sur un manteau de plus en plus épais de matériel crétacé dont les buttes de Gron sont un témoin démantelé pour rejoindre le revers actuel de la cuesta sancerroise. Il en résulte que la Champagne de Bourges dérive, en bien des points, de la surface infra-crétacée exhumée et ce, à une époque d'autant plus récente qu'on se situe plus au nord. Aux approches du massif sancerrois c'est aux dépens même des assises jurassiques que s'est modelée la « plate-forme des Aix », à une date qui nous a paru antérieure d'assez peu au Quaternaire. L'unité topographique masque donc ici une grande complexité génétique.

Par contre, au sud d'Avord, on peut raisonnablement rapporter à la surface aquitanienne l'ensemble du plateau qui monte jusqu'à la cuesta de Saint-Amand. La grande extension lacustre de Dun, les poches à minéral sidérolithique, la régularité des profils, sont autant de preuves qui nous ramènent exactement à la situation de La Chapelle Saint-Ursin. En général l'aplanissement fini-oligocène s'est contenté de « broder » autour d'un thème directeur fourni par l'exhumation de la surface infra-crétacée. Celle-ci, mal débarrassée d'un voile sableux, a subi l'altération pédologique et karstique éocène; on trouve en effet une forte proportion de sable fin et très bien émoussé dans l'argile sidérolithique à minéral de Dun comme, plus au nord, dans celle de Villeneuve-sur-Cher, de Farges... Mais le caractère un peu anarchique de cette topographie avait déjà été annihilé par l'ennoyage lacustre ludien, très vaste mais pelliculaire. Une petite crise tectonique, probablement oligocène, a brisé localement ce calcaire vers Saint-Florent, Lunery... et les failles ont été parfaitement nivelées par la grande surface d'érosion fondamentale. A son tour celle-ci a été modérément gauchie (fig. 89) en paroi de cône très surbaissé dont l'inclinaison a canalisé le réseau en direction du bassin de Mehun et de la percée de Vierzon. Rien que de classique dans tout cela.

Entre Bruère et Châteauneuf, le Cher paraît jalonner un accident de même nature que ceux de Saint-Florent (fig. 90), flexure plus que faille toutefois, et l'aplanissement consécutif est responsable du large affleurement callovien (j¹) de rive gauche. Cette flexure se situe exactement dans le prolongement de l'anticlinal faillé de Drevant qui, comme elle, appartient à la génération anté-

sente ce jeu d'intumescences et d'inflexions qui conditionne jusque dans ses détails l'organisation du réseau hydrographique et en particulier la localisation des percées « conséquentes » du Nahon, du ruisseau de Moulins, du Renon...

Les contrastes lithologiques qui opposent sables argileux du Crétacé et calcaires jurassiques expliquent le dégagement du talus, même là où aucune assise résistante n'en garnit le revers (Levroux). Vers Pellevoisin, Heugnes, Jeu-Maloches, la craie turonienne apparaît, donnant des pentes localement assez vigoureuses au-dessus de versants sableux plus adoucis modelés en longues concavités. Pourtant toute cette cuesta porte l'empreinte périglaciaire et l'on s'attendrait à trouver entre sable et craie des rapports identiques à ceux mis en valeur vers Reims par J. Tricart. Mais la craie turonienne semble mal se prêter à la formation de grèzes; trop sableuse, trop riche en débris de spongiaires silicifiés, elle se débite en une pierraille consistante que le gel a su briser en profondeur mais non pulvériser. Sur les versants la zone cryoturbée est mince, le profil à peine convexe, presque rectiligne, les vallons bien incisés; c'est un paysage d'ailleurs habituel en Touraine, par exemple vers Sainte-Maure.

Le dégagement de la cuesta paraît récent. Le ruisseau de Moulins naît dans un vaste bassin excavé au flanc du bourrelet jurassique de la Champagne et qui donne naissance en s'engageant dans la percée à un système de larges replats bien dessinés sculptés entre 150 et 145 m. (route de Moulins à Gehée). On retrouve les mêmes sur la rive gauche du Nahon, sous Jeu-Maloches. Plus à l'aval ils devaient se prolonger par une vallée très évasée, à peine incrustée sous la plate-forme aquitanienne et qui semble pouvoir se raccorder à la nappe la plus élevée des alluvions quaternaires du bassin de Selles-Chabris (115-20 m.). En tout cas, là où ils sont nets c'est-à-dire à l'amont, la petite corniche crayeuse qui les domine est modelée et mise en valeur par les processus périglaciaires, ruissellement en nappe sur tjåle et cryoturbation, qui paraissent responsables du dégagement de ces formes. Une vigoureuse reprise d'érosion a démantelé celles-ci, suivie à nouveau par une crise froide de telle sorte que les vallons secs les moins importants et les plus proches du Nahon (Gehée) sont affectés d'une nette rupture de pente laissant leur section amont comme « suspendue ». Dans la plaine alluviale le ruisseau coule clair et vif entre des berges façonnées aux dépens d'une nappe de remblaiement pétrie de gravillons crayeux (aval d'Heugnes).

Au pied de la cuesta, au contact des sables et du calcaire jurassique, il n'est pas possible de discerner à l'œil le contact lithologique. Bien plus que la craie turonienne les différents faciès du Séquanien ont été sensibles aux puissantes actions morphologiques nées du froid. Nulle part vers Pellevoisin, Heugnes... on ne voit cette combinaison de souples vallonnements, ces lignes courbes harmonieusement contrariées et comme à l'infini, qui composent le paysage au sud de Levroux, vers Bretagne... Il en résulte qu'un même rythme anime le bas des versants sableux et la plate-forme

jurassique qui s'en dégage; la moindre excavation au flanc d'une surface courbe montre la bouillie calcaire (les grèzes litées sont rares ici) emballant délicatement avec des sols fossiles des poches de sables micacés, roux et fins, et la torsion des fentes en coin déformées par appel au vide en direction des vallons secs met clairement en valeur l'agent responsable de ce modelé (fig. 91 a).

En somme, hors la surface aquitanienne du plateau, tout dans cette morphologie nous paraît quaternaire.

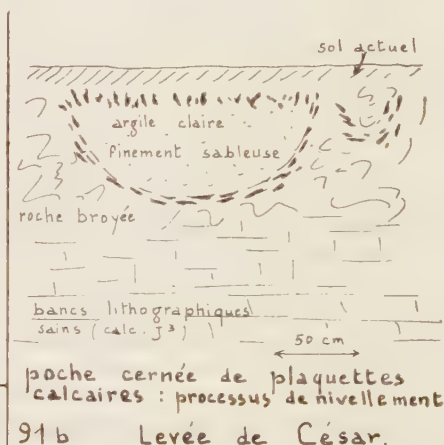
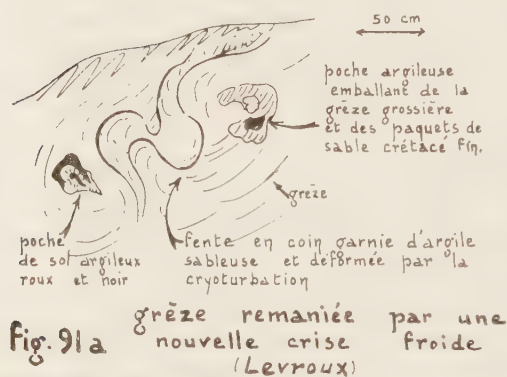


Fig. 91

Fig. 91c

Marcuil sur Arnon
(versant exposé à l'ouest)

La surface aquitanienne s'élève régulièrement des rives du lac de Beauce au bourrelet jurassique de Brion-Ménétréol (220 m.) lequel forme ligne de partage des eaux entre Indre et Cher. Plus au sud la topographie s'abaisse et la rivière de Chateauroux s'est incrustée dans une plate-forme de 160 m. Celle-ci est donc ou une forme d'aplanissement plus récente développée aux dépens de la surface fini-oligocène, ou cette même surface déprimée par une torsion qui lui fait réaliser localement une contre-pente en direction du sud. C'est évidemment cette deuxième solution que nous choisissons.

En effet la plate-forme de Chateauroux se relève doucement vers le sud où elle supporte les dépôts éocènes de Brenne et de larges plaques lacustres ludiennes (Le Lys St-Georges) ou sanno-

siennes (Pleumartin); elle n'est donc pas post-oligocène. En outre l'analyse des différents dépôts dits « sidérolithiques » qui jonchent la Champagne au sud d'Issoudun ou de Chateauroux révèle souvent la présence de sable fin bien émoussé, de type marin (Saint-Aubin, Forêt de Baumiers, Saint-Août, Meunet, Bois-de-la-Leuf, Brenne...); on en trouve même dans les sables granitiques miocènes qui ont remanié les précédents. Il y a donc de fortes probabilités pour que la surface infra-crétacée ait continué vers le sud à servir de thème directeur à l'aplanissement aquitainien.

D'ailleurs les gros galets de chailles noirs, constellés de marques de chocs qui garnissent le revers de la cuesta de l'Ignéraye-Les Blins, Saint-Christophe...) mêlés à des faciès non marins prouvent, selon notre interprétation (chap. A 52 et A 54), que la mer crétacée est venue battre et détruire des assises jurassiques. L'alignement de galets dont on retrouve des exemplaires à l'ouest de la Brenne suggère un cordon littoral E.-O. soulignant les contours du massif limousin. Les galets dont certains pèsent plus de 100 kg n'ont guère subi de transport ultérieur, sinon une descente sur place au cours du façonnement des versants. Leur datation ^{e3b} sur la feuille Issoudun est pure fantaisie. On les a représentés côte à côte avec des faciès de l'Éocène moyen (^{e1}) contemporains des sables de Brenne. Or à Tournon Saint-Martin, A. Vatan en a découvert au sein de ces sables (1947 b p. 39) et aux Blins j'ai observé des galets parfaits de quartz enchassés dans de gros blocs de grès ferrugineux de faciès brennou qu'on nous présente comme plus anciens.

D'une manière générale, tous les revers des cuestas jurassiques de la Marmande, de l'Arnon, de l'Ignéraye, nous paraissent dériver de topographies séniles éogènes sculptées aux dépens de la surface infra-crétacée exhumée. La pellicule crétacée a dû être infime et l'altération karstique et pédologique a pu, dès le retrait de la mer sénonienne, donner ces argiles rouges à chailles (J barré des cartes) qui sont ici l'équivalent exact de l'argile à silex tourangelles. Quant à la ciselure éogène elle s'est jouée dans des dénivelées d'une vingtaine de mètres que l'aplanissement aquitainien a pu facilement réduire. On trouvera un bon résumé de toute cette paléogéographie près d'Ineuil, entre Cher et Arnon : une petite cuesta callovienne, fossilisée par des faciès sidérolithique et un peu de lacustre éocène, a été décapée sur son revers par une surface d'érosion consécutive au jeu de la flexure de Crézançais laquelle affecte le lacustre ludien supérieur (voir plus haut). De nos jours on assiste à un timide effort de dégagement de la cuesta dont le relief ne dépasse pas 15 mètres.

Par contre les fortes dénivellations qui affectent ces revers de la côte bajocienne du Berry, en particulier dans le sens S.-N., sont toutes à mettre au compte des gauchissements post-aquitainiens comme le montrera le chapitre suivant (D 51).

D 42 La ciselure « périglaciaire »

Si la plate-forme de Châteauroux résulte d'une inflexion synclinal de la surface aquitanienne dont l'orientation justifie du même coup le tracé général de l'Indre, elle n'en a pas moins subi des retouches au cours du Néogène et surtout du Quaternaire. Depuis le dôme de Brion on s'abaisse d'une soixantaine de mètres à la faveur d'une sorte de glacis concave dans lequel il est difficile de faire la part des formes tectoniques (surface aquitanienne ployée) et des éraflures consécutives à la déformation. Les nombreuses sources indiquées par la carte le long des ruisseaux descendant à l'Indre sont sans doute en rapport avec un contre-pendage local des strates jurassiques. Cette situation devrait avoir favorisé le ruissellement même lors de certaines phases sèches du Tertiaire supérieur ; il est probable toutefois que ces petites résurgences ont été surtout efficaces au Quaternaire.

Plus à l'est, dans l'axe du Cher et surtout de l'Arnon, la surface aquitanienne a été enfouie sous une nappe de sables granitiques miocènes dont il ne subsiste que des témoins fort réduits. La Champagne centrale a donc été exhumée et dans le détail ses formes doivent être assez récentes. Or on ne peut pas ne pas être frappé par l'extraordinaire horizontalité des plateaux qui s'étendent au sud-est et à l'est d'Issoudun. Sur près de 15 km dans le sens N.S. il serait possible de parcourir en ligne droite des surfaces planes où l'altitude se maintient toujours à 160-165 m. Sur ces espaces découverts, terre à céréales typique, la platitude est absolue, impressionnante ; la moindre gerbe oubliée après la moisson crée un relief visible de fort loin. Ces étonnantes plates-formes, cernées et rongées par les vallons secs sont les lambeaux épargnés d'une unité qui fut beaucoup plus vaste puisqu'elle s'étendait à la même altitude sur tout le Berry central ; elle dérive donc de la surface aquitanienne dont on connaît la perfection.

Dès que la pente se relève en direction du sud de vastes plages sablo-argileux miocènes et éocènes s'étalent (Forêts de Cheurs, de Baumiers...) et la topographie s'accidente. Sur la surface 160 d'Issoudun au contraire ces formations ont presque entièrement disparu ; il n'en subsiste localement qu'un résidu sableux qui rend le sol plus pulvérulent et surtout de nombreux quartz filoniens de toutes couleurs dont la taille excède rarement 5 cm. Plus au nord, quand l'altitude s'abaisse en direction de la cuvette de Mehun, les dépôts miocènes réapparaissent. Leur enlèvement dans la section centrale doit donc être lié à l'horizontalité ; sans doute aussi à la nature de la roche, car les surfaces dénudées correspondent surtout au Rauracien (j³) tandis que les formations détritiques sont abondantes au sud sur les affleurements du Jurassique décalcifié. Mais quel processus invoquer ?

Quand une carrière s'ouvre aux environs de la plate-forme 160 (aux deux extrémités de la Levée de César par exemple, au sud de Chouday) on peut voir que la belle régularité du calcaire lithographique est altérée sur quelques mètres par une cryoturbation de plus en plus poussée en surface qui transforme la roche en une sorte de bouillie crayeuse chargée de plaquettes et de blocailles en désordre. Dans cette masse s'individualisent des poches, en général semi-circulaires (fig. 91 b) remplies d'argile limoneuse privée de cailloux mais cernées par un pavage de plaquettes calcaires qui en moule les contours. Cette disposition implique des pressions latérales nées du gonflement de l'élément limoneux ; elle est l'œuvre du gel et la couche d'éclats calcaires redressés à la verticale qui scelle cette microstructure confirme son origine périglaciaire. On songe à un fragment de sol polygonal vu en coupe, ou mieux à un sol strié car on se trouve exactement à la naissance d'un vallon sec affluent du ruisseau de Condé (voir J. Tricart 1950 a citant Conrad p. 123 et A. Cailleux p. 126).

Ailleurs, quand la bouillie calcaire s'amincit localement et qu'une sorte de pilier de roche en place, fragmentée mais à structure encore discernable, perce jusqu'au niveau du sol, on voit s'esquisser en surface de part et d'autre une fine stratification de lits de grève calcaire broyée, blanche et consolidée par une concentration de calcite, faciès qui se rencontre toujours à la partie supérieure des grèzes litées, c'est-à-dire sur des versants. On a donc l'impression que de délicates retouches ont été apportées par la cryoturbation à une surface déjà remarquablement plane, de sorte que les moindres micro-reliefs ont « fondu » sous l'action du gel et que l'étonnante platitude de ces espaces est à la lettre celle qui caractérise une pâte fluide au repos. En outre il arrive que dans cette plaine horizontale de légers décrochements individualisent des éléments de vastes dimensions séparés par un doux versant de quelques mètres. On songe cette fois à des formes de cryokarst (lacs de toundra... J. Tricart 1950 a p. 232-241) développées à la faveur d'un tjâle inégalement profond et dans lesquelles les phénomènes de dissolution liés à la richesse en gaz carbonique de la neige (J. Corbel 1955-7 p. 442) et de l'eau froide ont dû jouer un rôle.

Ces remarques orientent notre attention vers le rôle des phénomènes périglaciaires dans l'ultime façonnement de la Champagne Berrichonne.

*
**

C'est surtout au Quaternaire que celle-ci a été débarrassée de son manteau mince mais très étendu de sables granitiques. A Meunet sur la Théols, au sud d'Issoudun, un lobe convexe de méandre ouvert par plusieurs carrières est entièrement sculpté dans une masse épaisse de sable rougeâtre. Ce remblaiement qui a fossilisé une première vallée est composé d'un mélange de matériel d'origine crétacée et granitique (1) dont l'accumulation s'est faite dans des conditions incontestablement périglaciaires car des lits réguliers de grèzes calcaires alternent avec les sables que recoupent à tous les niveaux de nombreuses petites fentes en coin contemporaines de la sédimentation. En outre une action éolienne, modérée

(1) Sable calibré à 2 mm maximum sauf rares exceptions ; feldspaths peu nombreux : 9 à 10 %.

L = 0,3 mm « Subanguleux » : 28 % « Emoussés » : 50 % « Arrondis » : 22 %
L = 0,7 mm « Subanguleux » : 15 % « Emoussés » : 35 % « Arrondis » : 50 %

30 % des grains ont des traces de matité ; 4 à 5 % seulement sont des « Ronds-Mats ».

mais certaine, a affecté les quartz et mieux encore les feldspaths selon un processus analogue à celui qui caractérise les remblaiements de la vallée du Loing (chap. C 53). Une reprise d'érosion, puis une deuxième crise froide, ont modelé le lobe du méandre, moulant celui-ci sous une nappe de grèzes beaucoup moins sableuses, apparemment parce que le plateau était déjà nettoyé. On peut donc affirmer qu'à l'aube du Quaternaire la Champagne de Meunet, surface infra-crétacée bien faiblement retouchée par l'aquitaniennne, noyée de sables feldspathiques au Burdigalien, conservait encore ce manteau détritique quand, après une première entaille des vallées, le ruissellement en nappe favorisé par un sous-sol gelé et l'existence d'une topographie enfin accidentée, est venu précipiter ces débris dans les plis du relief. On en pourrait dire autant en bien d'autres endroits, et par exemple près de Lunery (Rosières...) l'épaisse haute terrasse est composée à l'écart du Cher, non d'alluvions arrachées au socle ancien, mais de sables granitiques très altérés qui jonchaient le plateau depuis le Miocène.

Nulle part en Champagne Berrichonne l'action des crises froides quaternaires n'a modifié sérieusement l'allure générale des anciennes surfaces d'érosion si l'on se place à l'échelle d'une carte détaillée ; nulle forme d'« équiplanation », analogue à celles décrites ailleurs par J. Tricart, n'est venu remodeler les vieilles topographies ; c'est pourquoi B. Bomer pense que « l'action des climats périglaciaires quaternaires paraît au total assez limitée » (1956 p. 73) (2) ; mais il nous semble forcer la vérité en ajoutant : « il est exceptionnel que l'ensemble du modelé porte nettement leur empreinte ».

En fait, même hors de la Champagne Berrichonne, cette empreinte est partout présente mais nulle part aussi obsédante que sur les calcaires jurassiques. Le promeneur ne voit plus qu'elle et, par delà l'impression première de monotonie, il ne tarde pas à en percevoir l'harmonieuse élégance. Ce sont des lignes souples, jeu subtil de courbes concaves et convexes, où tout est transition, nuances, sans que jamais le regard soit heurté par un escarpement brutal si minime soit-il. Le plus petit affluent d'une rivière importante s'annonce de loin par tout un réseau de vallons secs au profil en berceau, d'un modelé aussi parfait que celui déjà décrit par J. Tricart. Ils sont nés lors d'une imperméabilisation temporaire de la roche, due à la formation d'un permafrost d'autant plus facilement réalisé que l'encaissement du réseau hydrographique ne dépasse jamais 40 mètres, et leurs flancs concaves sont modelés aux dépens d'une bouillie cryoturbée rarement épaisse d'ailleurs. Sur les surfaces planes, cette roche broyée n'a guère plus de 2 mètres d'épaisseur, sauf à la faveur d'une fente en coin qui utilise en

(2) Et encore récemment (1960) où, avec des faits très analogues à ceux que nous décrivons, il porte une conclusion plus restrictive sur le rôle morphologique du Quaternaire. Visiblement son « échelle » n'est pas la nôtre ; là où il pense surface d'aplanissement notre optique « humaine » nous fait chercher le détail, qui est tout ; ce qui ne nous empêche pas d'assimiler en première analyse plate-forme champenoise et surface infra-crétacée.

général une diaclase. Sur les versants des rivières principales, on rencontre au contraire une masse nettement plus épaisse de grèzes litées mais qui n'ont jamais l'ampleur de celles des cuestas lorraines (Boucq par exemple).

Ces grèzes formées d'éclats calcaires de la taille de l'ongle, ou de granules pulvérulents noyés dans une matrice crayeuse sont généralement ocres ou jaunâtres et assez souvent argileuses. Elles semblent avoir remanié des sols et leur mode de dépôt, bien imparfaitement élucidé, doit avoir exigé de minces lames d'eau ruisseyantes lors des dégels superficiels, car une stratification entrecroisée affecte parfois ces lits ordinairement si parallèles ; sans doute aussi le glissement des gravillons a-t-il été facilité par la présence de congères de neige verglacée car les grèzes que j'ai pu observer sont pratiquement toujours accrochées à un versant tourné à l'est (3), bien que la densité des carrières intéressantes soit trop faible pour permettre une statistique sérieuse. Or il existe de multiples indices prouvant que les vents dominants avaient une origine occidentale comme de nos jours (voir plus loin l'étude de Sancerre, chap. E 12 et du Mont Givre E 11), et l'on sait que la neige se dépose surtout sous le vent d'un relief.

Il s'en faut que les grèzes tapissent tous les versants, même bien exposés ; on n'y a souvent qu'une blocaille mal stratifiée ; cela dépend de la nature de la roche affectée par le gel. Les calcaires noduleux donnent des fragments de forme globuleuse mais irréguliers, noyés dans une farine blanche pulvérulente ; certains calcaires lithographiques à grain trop fin se fragmentent mal et donnent des plaquettes anguleuses ; d'autres, plus granuleux sous la loupe mais plus tendres, fournissent de très belles grèzes. En quelques kilomètres, voire quelques centaines de mètres, on peut noter avec surprise de telles différences de comportement ; ainsi près de Saint-Just, la rive droite de l'Auron est profondément buriinée par des vallons secs engorgés de grèzes tandis que sur la rive gauche le plateau plus régulier laisse aux approches de Vorly la pierraille anguleuse percer un sol roussâtre. Il va sans dire que les divisions stratigraphiques habituelles du Jurassique ne sont ici d'aucun secours quoique le Séquanien (sauf supérieur) paraisse en moyenne plus favorable à l'apparition des grèzes que le Rauracien (4). En outre il est possible que l'altération ferrugineuse des calcaires (sidérolithique éocène ou contact des dépôts infra-crétacés) ait rendu la roche moins sensible aux effets du gel ; j'ai cru observer au N.E. de Saint-Michel-de-Voulangis (N.E. de Bourges), une différence de comportement, toutes conditions égales par ailleurs, entre des calcaires rouges par infiltration le long des diaclases et

(3) Fait bien mis en valeur par Y. Guillien (1951, 1953) auquel, en matière de grèzes litées, on doit toujours se référer.

(4) On trouvera plus loin (chap. E 12) quelques résultats d'expériences sur la gélivation de plusieurs types de calcaires sancerrois. On pourrait les multiplier mais sans grand avantage car enfin, elles ne font que confirmer ce que l'œil saisit très bien sur le terrain ; la Champagne Berrichonne elle-même est le meilleur des Laboratoires.

les mêmes, quelques mètres plus loin, non atteints par les solutions colorantes du Crétacé.

La répartition et l'aspect des grèzes dépendent aussi d'un autre facteur, chronologique celui-là. Les plus belles, épaisses, souvent argileuses et colorées en ocre-clair, ne sont pas l'œuvre de la dernière crise froide quaternaire. Il n'est pas souvent facile de distinguer ces stades sur lesquels nous reviendrons (chap. E 25) mais certains faits sont probants, comme la présence d'altérations pédologiques fossilisées par de nouvelles coulées, ou tronquées par un versant non parallèle aux lits de la grèze profonde.

A l'ouest de Mareuil-sur-Arnon la rive gauche de la rivière offre un groupe de carrières exceptionnellement intéressantes à cet égard. En haut du versant on peut lire l'amorce du glissement des fragments calcaires et leur amenuisement avec fauchage des diaclases verticales et des fentes en coin, tandis qu'au pied on remarque la disposition complexe représentée sur la figure 91 c. Le rebroussement si curieux et si régulier des lits de grèze ne peut s'expliquer que par une solifluction en masse affectant tout un pan de versant. Or une nouvelle couche de roche gélivée, très différente du reste, moule le versant actuel.

Ceci est un caractère absolument général; partout l'ultime mouvement des sols cryoturbés s'est traduit par la formation d'une croûte blanche épaisse de quelques décimètres, parfois très mince, consolidée par des infiltrations de calcite et qui fait souvent corniche sur le front des exploitations. Cette fois, plus d'argile en son sein, plus de sols remaniés. La masse qui pénètre dans les fentes en coin implique sans doute un froid plus vif et plus sec, une moindre abondance du ruissellement ainsi que, sur le haut des versants, une parfaite nudité de la roche en place. Examinée à fort grossissement (150 ou plus), la croûte apparaît formée d'un agglomérat de fins cristaux de calcite de quelques microns (moins de 5) enchevêtrés avec des aiguilles très fines, longues de 20 à 30 microns; l'ensemble a l'aspect et la consistance de la neige, et pourtant une certaine cohérence quand des gravillons calcaires moins dissociés se trouvent cimentés par cette substance; à leur tour, ces gravillons montrent la même structure, simplement plus tassée, et quand on gratte au couteau un fragment sain du calcaire lithographique voisin, on s'aperçoit qu'on a libéré une poudre fort analogue d'aspect malgré la brutalité du procédé. Le gel a donc complètement dissocié la structure intime de la roche.

On comprend en tout cas que les grèzes importantes soient liées à des pentes déjà dessinées antérieurement à la dernière crise froide. A l'amont des vallons secondaires où la reprise d'érosion n'est parvenue que tardivement elles manquent presque entièrement au bas des versants où la roche broyée, propre, anguleuse, perce un sol maigre; c'est ce qu'on peut voir à Levet (est de Lunery) où une série de carrières permet encore une fois des comparaisons entre le plateau et le fond du vallon.

Bien des facteurs interviennent donc pour nuancer les conséquences morphologiques des crises froides quaternaires en Champagne Berrichonne: lithologiques d'abord mais aussi topographiques

et surtout génétiques, d'où découle une inégale altération des formes selon la plus ou moins grande proximité des vallées principales. C'est pourquoi la Champagne de Bourges offre si peu d'espaces plans au voyageur qui suit les grandes routes, car celles-ci rayonnent autour de la ville comme le réseau et parallèlement à lui. Près de Saint-Just par exemple, ce sont des images empruntées au domaine maritime qui s'imposent à l'esprit ; la route flotte sur une houle de vallons secs qu'elle aborde par le travers. Ailleurs (sortie d'Issoudun route de Saint-Aubin) l'œil se perd à discerner la hiérarchie complexe d'un fin réseau qui ronge en tout sens la plate-forme horizontale d'Issoudun ; ici règne le calme d'une eau dormante, là le paysage s'anime, la « houle » se creuse, piquetée de bosquets qu'elle paraît entraîner dans son mouvement. Quand la nature de la roche s'y prête, l'ordonnance habituelle des formes semble se dissoudre ; ainsi près de Sainte-Lizaigne (aval d'Issoudun), une large « terrasse » aux rebords fuyants, façonnés dans le calcaire crayeux et lithographique tendre du Séquanien est à son tour retouchée par des vallons en berceau qui rejoignent la plaine humide, de sorte que la notion de plateau et de versant s'évanouit et qu'on est en peine de définir ce modelé en termes de morphologie tempérée. Plus à l'ouest enfin, aux approches de l'Indre vers Buzançais et sur les flancs du dôme de Brion (Villers, Chézelles, Francillon, Saint-Lactencin...), tout se combine pour communiquer au modelé périglaciaire son maximum de puissance compte tenu de la faiblesse des dénivellations. Plaine ou plateau ? La terminologie classique est impuissante à rendre compte de ce paysage fluide, où tout n'est plus que « mouvements de terrain », selon l'expression des topographes et des artistes qui ne croient pas si bien dire car la croûte blanche, maintenant consolidée, épouse étroitement une topographie qui fut longtemps mouvante.

On ne quittera pas la description de ces formes sans signaler la présence, ici et là (Saint-Caprais, La Chapelle du Puits, autour de Lunery, au sud d'Issoudun, à l'ouest de Châteauroux...) de ces dépressions fermées dites « mardelles », moins nombreuses à notre avis qu'on ne le dit dans certaines présentations du Berry. Grandes de 10 à 50 mètres, profondes d'1 à 3 mètres, généralement rondes, elles ont presque sûrement une origine périglaciaire et peuvent être des formes de cryokarst. Toutefois dans le vallon de Condé (sud d'Issoudun), au bas d'un versant peu marqué, une exploitation éventre une de ces dépressions coniques qu'on pourrait prendre pour une ancienne carrière si une nappe de grèze grossière interstratifiée de filets d'un sol grisâtre, légèrement humifère, n'en tapisait les parois. Une microtectonique, failles comprises, affecte cette formation et les poussées se sont exercées en direction de l'intérieur de la dépression. On songe alors aux ruines d'un « pingo » (hydro-laccolithe), libérées par fusion du noyau de glace qu'une résurgence de fond de vallée aurait alimenté et qui, disparu, laisse retomber les grèzes que sa pression soulevait (5).

(5) On sait que l'assimilation a déjà été proposée par A. Cailleux (1956). Voir plus loin chap. D 523.

D 43 Le rajeunissement des sols

Le premier remblaiement quaternaire a absorbé le gros des dépôts détritiques jonchant le Berry central depuis l'Eocène ou le Miocène. A une certaine distance des vallées principales, sur les espaces plans, ce « balayage » paraît plus difficile à comprendre. En outre une altération pédologique a bien dû s'exercer depuis le passage de l'aplanissement aquitainien, soit sur les sables, soit sur le calcaire non recouvert. Or c'est un fait remarquable (6) que les sols anciens, pliocènes ou antérieurs, ont disparu. Au sommet des carrières, même sur les surfaces les plus horizontales, la roche saine plus ou moins broyée par le gel n'est recouverte que d'un mince horizon roussâtre ou gris-sombre où toutes les variétés de rendzines récentes doivent se rencontrer, bourré d'éclats calcaires comme affûtés par dissolution sur les angles et que la charrue peut retourner souvent dans sa totalité.

Voilà le fait capital, le fait géographique par excellence. Ces sols sont des sols neufs, peu fertiles mais légers ; ils expliquent la vocation céréalière de la Champagne. En opposition parfaite, le glaciaire méridional qui monte jusqu'à la cuesta bajocienne, taillé dans les assises du Jurassique inférieur riches en chailles et souvent marneuses, décalcifiées à l'Eocène, reste noyé de produits « sidérolithiques » ou de sables granitiques ; les forêts y sont très importantes et le bocage ferme brusquement ses mailles dès qu'on quitte en direction du sud les derniers calcaires bathoniens (Ambrault au sud d'Issoudun par exemple). Cette région a été évidemment soumise aux influences périglaciaires ; les dépôts argilo-caillouteux en portent partout la trace, au moins en surface, mais ils sont restés. Or les mêmes ont existé aussi plus au nord sur les secs calcaires du Jurassique moyen. Pourquoi cette discrimination ? Il est probable qu'elle est en rapport avec un changement dans la nature du sous-sol et peut-être aussi avec la diminution de la pente, fruit de la tectonique miocène.

La plupart des carrières de la Champagne montrent, outre la bouillie cryoturbée, de profondes fentes en coin souvent comblées d'éléments étrangers aux calcaires encaissants. On sait que leur remplissage s'est effectué lors des détentes climatiques par fusion du coin de glace et souvent grâce à des apports éoliens. Or beaucoup de ces fentes sont garnies, parfois sur plus de 3 mètres de long (Lunery...) par des formations argilo-sableuses, brunes ou rubéfiées entre lesquelles s'insinuent des feuillettes verticales de grèze blanche. Ce sont des restes de paléosols, interglaciaires ou préglaciaires, ceux-là même dont l'absence est si curieuse en Champagne Berrichonne. Ils ont donc été enlevés au cours du Quaternaire de la plate-forme aujourd'hui dénudée et le faciès éolien des sables

(6) Il a vivement frappé M. Birot sur le terrain.

argileux des fentes profondes laisse entendre que le vent pourrait ne pas être étranger à l'opération.

La matériel le plus démonstratif que je connaisse provient d'une petite exploitation située à l'est des buttes de Gron près de la route de Sancergues. Dans une grèze de type récent (blanche), une poche de sable roux se trouve emballée, sable pulvérulent, très peu argileux et que le lavage débarrasse vite de sa coloration. Les quartz, très bien classés (mode 0,5 mm avec prépondérance écrasante des grains de 0,4 à 0,8 mm) ont un faciès éolien très poussé. C'est, on le verra, un caractère propre à la fin de la dernière crise froide. Ils n'en sont pas moins pour la plupart incrustés dans les cavités de la paroi d'une substance noire qui a résisté à l'acide bouillant, mais non à la flamme ou à l'eau oxygénée, et qui est par conséquent d'origine humique. Il s'agit probablement de l'horizon B d'un podzol, détruit ultérieurement et transporté par le vent. Mais d'autres grains sont enduits d'une matière ferrugineuse et l'argile à sablon qui colore le tout est également rubéfiée. A en juger par les plus petits éléments du matériel une bonne partie du sable provient d'un affleurement crétacé, ce qui n'a rien d'étonnant à proximité des buttes de Gron ; mais des éléments « granitiques » s'y sont mêlés car des feldspaths, peu nombreux (4 à 5 %) mais sains et très arrondis s'y rencontrent. Ces derniers ne peuvent guère provenir que de la nappe des sables feldspathiques (mp de la carte) qui s'allonge à quelque distance de la Loire sur le plateau de rive gauche.

L'ensemble de ces faits pourrait être interprété ainsi. A la suite des transports néogènes un voile mince de dépôts sableux, crétacés à l'ouest, granitiques à l'est, couvre la surface aquitannienne de la Champagne orientale à même les dépôts sidérolithiques de Sancergues (qui, bien arrondis, se retrouvent aussi dans la poche en question). Une action pédologique de type chaud et humide les a rubéfiés car aucun des matériaux d'origine n'a cette teinte en place ; au cours du Quaternaire, sans doute récent, ce sol a été podzolisé et décoloré en surface avant qu'une puissante action éolienne consécutive à un froid rude, donc au départ de la végétation, ne vienne l'arracher et le disperser et alors que les dernières grèzes n'étaient pas encore stabilisées. C'est, du point de vue climatique, le schéma qu'on trouve partout dans le Berry.

On voit comment sont partis les sols anciens. Où sont-ils allés ? Vers les grèzes fluant au même moment sur les moindres pentes et leur gangue ocre et argileuse pourrait bien trouver là son origine. Ce départ s'est donc fait à plusieurs reprises au cours du Quaternaire et on constate en général que les grèzes récentes sont propres. Pourquoi dans ces conditions le même phénomène ne s'est-il pas produit plus au sud sur les affleurements du Jurassique inférieur décalcifié ? Précisément parce que le sous-sol y était argileux, truffé de grosses chailles, très ferruginisé, donc peu sensible à la solifluction. Ce point mérite éclaircissement.

On se souvient du type de désagrégation très poussée subie par les calcaires lithographiques tendres de la Champagne. Qu'on

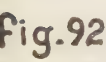
songe à cette pâte de cristaux microscopiques de calcite brisés par le gel, à l'étalement des grèzes sur le moindre versant, et qu'on imagine les gigantesques « raspoutitza » annuelles qui devaient transformer la plaine en une sorte de zone amphibie, lacs de thermokarsts et sols mouvants. Aucune végétation ne pouvait tenir dans ces conditions d'instabilité, moins à cause du froid que du glissement des sols. Au contraire, les terrains argileux ou sablo-argileux beaucoup moins sensibles à la solifluction, donc stables, pouvaient garder une couverture végétale, appauvrie sans doute mais protectrice. On peut en effet être frappé par le fait que les sables « granitiques » de rive gauche de la Loire, dont l'épaisseur excède souvent 10 mètres, montrent très peu de traces d'éolisation sinon aucune ; et de même de tous les sables argileux miocènes recueillis au sud d'Issoudun en Forêt de Baumiers, près de Pruniers, de Lignières...

Je propose donc d'imaginer la Champagne Berrichonne au cours des crises froides du Quaternaire sous les aspects d'un désert biologique sur lequel le vent pouvait s'acharner lors de la saison sèche (l'été probablement) (7). Quant à la puissance de cette action éolienne, elle est certaine ; chaque fois que la conjonction d'un abrasif sableux et d'une roche à grain fin se rencontre (silex de la Sologne, quartz et surtout grès-quartzite de Brenne, grès à sabals d'Anjou...) on observe d'admirables effets de polissage poussés jusqu'à la perfection du « dreikanter ». Au contraire, des formations végétales ont dû subsister autour de ce qui était déjà une clairière ; la longue bande de forêts qui occupe les sables miocènes sur la rive gauche de la Loire, au sud de Cosne, vieille frontière entre Eduens et Bituriges, aurait donc une origine très ancienne.

Un mot encore. Sur les espaces plans, au S.E. d'Issoudun, le sol gris-brun, sol récent, post-quaternaire, contient de petits éclats calcaires. Mais hors de leur présence la terre mousse encore sous l'acide. C'est qu'elle est imprégnée de ces microscopiques cristaux de calcite, legs de la gélivation. Or le calcaire n'est assimilable par les plantes qu'à l'état pulvérulent. Au contraire, si l'on glisse vers le sud, aux limites du défrichement (Bois de la Leuf au sud de Châteauroux par exemple) le sol, apparemment semblable, est en fait imprégné d'une forte proportion d'argile kaolinique, résidu des argiles sableuses éocènes de la Brenne. Cette nappe qui s'amincit très vite vers le nord a privé le calcaire sous-jacent d'une fragmentation aussi poussée qu'ailleurs. L'expansion de la clairière agricole s'est arrêtée là. De même encore les calcaires lacustres de Mehun ont bien mieux résisté au gel que la plupart des faciès jurassiques, et trop souvent leur pierraille est occupée par des friches (8). Ce n'est pas le seul exemple d'influence bénéfique dont on doit savoir gré dans nos contrées au phénomène périglaciaire.

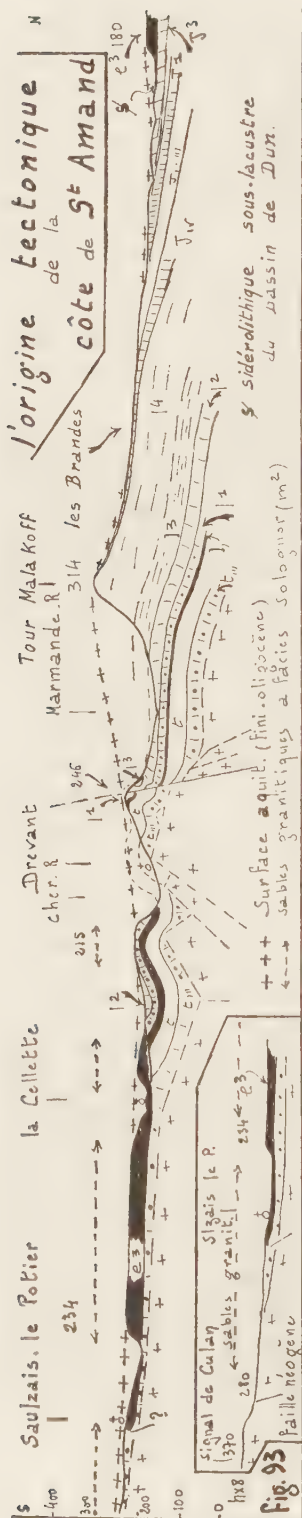
(7) J. Tricart (1950 a, p. 253 et surtout 1948-52, p. 253-8) pense que la Champagne Pouilleuse est privée de loess parce que la végétation herbacée était absente alors qu'elle était nécessaire pour bloquer les fines poussières. On voit que nos points de vue sont proches.

(8) M. F. Gay prépare actuellement une thèse de Géographie humaine sur la Champagne Berrichonne dans laquelle il se propose d'insister sur le rôle du climat froid dans la préparation des sols actuels. Je me garderai donc de déborder ces quelques suggestions.



(1) M. J. Dautry prépare une thèse de géomorphologie sur la partie nord du Massif Central entre Creuse et fossé bourbonnais, sujet inscrit dès 1943, modifié depuis afin qu'il englobe la zone de contact avec le Bassin de Paris dont l'étude est évidemment inséparable de celle des premières pentes du socle. Il n'en est pas moins difficile que nous nous privions de toute allusion à cette région d'où sont venues les formations détritiques du Berry. En outre les cuestas jurassiques fournissent de précieux éléments de comparaison avec la ligne des reliefs crétacés qui ferme la Champagne au nord. Nous avons donc pris la décision, quant à nous, d'arrêter notre analyse du détail des formes sur le revers des cuestas bajociennes et de donner le pas plus au sud, au seul examen des formations. Discrimination délicate à maintenir dans la pratique puisqu'il s'agit en définitive d'étudier un relief.

En fait un seul problème sera envisagé : celui de la fossilisation (ou de la non fossilisation) des cuestas jurassiques et crétacées du Berry méridional et des confins tourangeaux. Par chance c'est surtout à l'ouest de la Creuse d'Argenton que les exemples seront les plus démonstratifs. D'où le caractère volontairement schématique du chapitre consacré à la région de Saint Amand (Marmande et Arnon).



D 51

Le relief des environs de St Amand

Le revers de la cuesta de la Marmande est une belle surface d'érosion qui tranche les strates du Jurassique inférieur, profondément décalcifiées dès le début de l'Eocène et feutrées de dépôts sidérolithiques. Vers le nord elle se continue par une vaste extension de calcaire lacustre ludien, situation qui rappelle exactement le cas des bassins lacustres contemporains incrustés dans l'argile à silex tourangelles. Cette surface polygénique, d'âge au moins post-éocène, se raccorde parfaitement à la plate-forme de la Champagne de sorte qu'en dernière analyse il s'agit encore une fois de la pénélaine aquitanienne.

Au sud du sillon liasique et à l'est du Cher, une flexure rapide fait affleurer très vite les étages du Lias inférieur et du Trias, et sous la Forêt de Tronçais le socle n'est pas loin. Des dépôts sidérolithiques s'y rencontrent encore, coiffés par de minces plaques de meulière sannoisienne bien datée (m₁₁). Vers le sud le socle continue à dominer la rive droite du Cher (puis de l'Aumance) par un abrupt bien marqué. A l'ouest de la rivière au contraire s'ouvre le bassin de Montluçon dû à un enlèvement N.S. du socle. Une série sidérolithique éocène terminée encore par un lacustre sannoisien en occupe la partie méridionale (Domerat) tandis que plus au nord c'est un âge ludien qu'on attribue communément à une autre extension lacustre (La Cellette). Enfin aux portes de Saint-Amand le Cher s'adapte tant bien que mal à un curieux accident anticlinal, froissé (deux rides parallèles), faillé et tordu à son extrémité nord. Or, à divers indices, on peut soupçonner qu'il résulte d'une crise tectonique antérieure au Ludien (e³).

La figure 93 le suggère qui montre le lacustre de La Cellette discordant sur des assises liasiques déjà plissées. En outre on a déjà eu l'occasion (chap. D 41, fig. 90) d'examiner l'accident N.O.-S.E. qui jalonne le Cher vers Crézançay, c'est-à-dire dans le prolongement de la cassure de Drevant. Certes elle a joué postérieurement à l'Eocène, et l'uniformité des altitudes de part et d'autre de la rivière est à mettre au compte de l'aplanissement aquitainien. Seulement on constate aussi un curieux décrochement des auroles sédimentaires. Par exemple, le contact j^{2-3} s'avance beaucoup plus au sud à l'est qu'à l'ouest du Cher, impliquant une retouche aux dépens de la surface infra-crétacée consécutive à un relèvement local de la rive gauche. Or le lacustre ludien envoie le dessin de ces auroles. La flexure-faille de Crézançais a donc joué avant et après le Ludien.

Il semble donc qu'on retrouve dans cette région de Saint-Amand un écho des mouvements tectoniques de l'Eocène moyen qui ont agité le S.O. du Massif Central (mouvement « pyrénéen » (2)).

Par ailleurs la surface d'aplanissement post-lacustre a été déformée. Les deux taches de meulière sannoisienne à l'est d'Urçay basculent en direction de la rivière. Quelques dépôts sidérolithiques plus au sud soulignent le même mouvement. Ces déformations ont créé le fossé de Montluçon par affaissement de la rive gauche du Cher et soulèvement, sans doute par faille, de la rive droite. La surface aquitainienne de la Champagne se relève vite sur le revers de la cuesta jurassique de Saint-Amand. Elle s'y gonfle au centre jusqu'à 314 m tandis qu'elle s'abaisse de part et d'autre de ce bombement à 220 m (percée du Cher et de l'Auron). Une fois encore il suffit d'intercaler la réalisation d'un bel aplanissement fini-oligocène (post-sannoisien) au sein d'une série de crises tectoniques pour obtenir la clef du relief des environs de Saint-Amand (cuestas de la Marmande et de l'Arnon).

On trouve au-dessus d'Urçay, hors l'extension du sidérolithique de la carte, donc en principe dans le Trias, des poches importantes d'une argile kaolinique à quartz très anguleux et très hétérométriques, tantôt blanche, tantôt rouge-sang, d'aspect très analogue au matériel éocène de Brenne et comme lui conservant quelques traces de feldspaths mal décomposés (5 à 10% des grains). Plus haut on pénètre dans le faciès dit $e1-3s$ qui n'est rien d'autre que le même matériel souvent rouge-brique, à pisolithes mal formés, consolidé par place par la silice, parfois stratifié avec entrecroisement des lits. Le tout est recouvert par les plaques translucides de la meulière sannoisienne. Plus au sud, en Forêt

(2) La faille qui brise, d'après la carte, le lacustre de La Cellette s'intégrerait à ce schéma. Elle ne nous paraît toutefois nullement indispensable (fig. 93). J. Dautry, à notre avis, attache trop d'importance à l'orientation des accidents (1949 et 1959 par exemple) et pas assez à leur chronologie relative qui est la véritable clef de cette morphologie. Rappelons à ce sujet les failles bordières du Morvan, de Saint-Saulge, du Bourbonnais aussi, à direction dite « alpine » et pourtant injectées de quartz triasique. Il est certain que les accidents structuraux qui affectent le contact berrichon ont une riche hérédité. Déjà de brusques variations de puissance et de faciès dans les étages du Lias (l^4) et du Jurassique (j , j^2) affectent le lieu des futures percées conséquentes de l'Auron, du Cher, de l'Arnon. A. Cholley vient de montrer le prolongement vers Montargis de la subsidence parisienne au Jurassique, c'est à dire les prémisses de l'affaissement bourbonnais (1960, p. 56). Rappelons aussi que les faciès récifaux du Jurassique moyen s'effacent au droit de ce fossé pour réapparaître à l'abri du bloc Nivernais-Morvan et du bouclier limousin.

de Tronçais, on observe de petites exploitations qui chaque fois fournissent des spécimens inégalement silicifiés de la même roche ; et c'est encore elle qu'on voit naître au bord de l'étang de Saloup au sein de profondes poches d'altération incrustées dans le granite rose à deux micas de Cérilly. Trias ? ou Éocène dérivant du Trias ? Il est probable que cette plate-forme a vu s'exercer successivement les influences dissolvantes des climats chauds et humides du début du Secondaire, de l'infra-Crétacé et de l'Eogène au prix d'exhumations successives qui se sont jouées autour d'une altitude moyenne fort constante.

Or sur le revers de la cuesta jurassique, près d'Arpheuilles (Les Brandes) j'ai observé une galette de grosses chailles informes, liées par la même argile kaolinique sableuse, ferruginisées sur les parois, truffée d'éclats mal émoussés de la même substance à tous les stades de la silicification, le tout durci en surface par la silice. Cette fois il ne s'agit plus de Trias. La surface éogène a donc intégré Forêt du Tronçais et revers de la côte de Saint-Amand, avec transport de produits détritiques, alors que les relations topographiques entre ces deux plans n'étaient pas ce qu'elles sont maintenant. On tient la preuve des déformations post-sannoisiennes (vraisemblablement post-aquitaniennes) qui ont relevé le bloc jurassique au nord de la Marmande.

D'une manière générale nous croyons que la surface aquitaine épouse étroitement tout ce revers de la côte, qu'elle façonne le plateau qui, à 220 m, encadre la percée du Cher à Bruère, qu'on la retrouve aussi à même le Lias à Nozières (225 m), sur les grès du Lias inférieur au sud de la Marmande (250 m) ; c'est elle qui moule les restes de lacustre sannoisien d'Urçay basculés à l'ouest (280-300 et 230 m) ; elle se déprime à 220 m encore à même le lacustre de La Cellette ; elle a nivelé l'anticlinal de Drevant dont la faille n'a pas rejoué depuis ; elle s'étale à 230-220 m au nord de la section E.O. de l'Arnon jusqu'à Touchay. Ce sont les déformations néogènes de ce plan, autrefois très régulier qui ont créé le relief actuel et notamment relevé par un phénomène d'inversion tectonique remarquable le compartiment jurassique au nord de la Marmande, brisé en deux le bloc de Drevant (brèche d'Ainay le Vieil-Colombier), déprimé le fossé dissymétrique de Montluçon... (fig. 93).

Or ce dernier a vu s'accumuler une masse de sables granitiques riches en feldspaths qui s'étalent en particulier autour des flancs du bloc de Vesdun. On les a qualifiés autrefois de « pliocènes » ; on s'accorde maintenant à les vieillir jusqu'au Miocène inférieur (m² de la feuille Issoudun 2^e édition et du 1/320.000 feuille de Bourges). Effectivement les nombreux affleurements que j'ai examinés au sud des cuestas jurassiques (Treize-Blé, La Perche, Entrains, Fosse-Nouvelle, celui-ci hors de l'extension figurée par la carte), présentent un faciès sognot typique, avec la même hétérométrie qui se confine en général aux tailles inférieures à 3 ou 4 cm, la même richesse en feldspaths assez altérés, les mêmes détails de stratification ; ceux-ci impliquent toutefois ici un caractère encore plus spasmodique et plus anarchique de l'écoulement, s'exerçant aux dépens d'un matériel sableux dont le degré d'émoussé laisse deviner bien des remaniements antérieurs (3)... On trouve de même en Forêt du Tronçais, des blocs de grès très tendres riches en feldspaths (jusqu'à 50 %) qui pourraient bien indiquer une extension de

la nappe originellement plus vaste avant que l'accentuation des mouvements tectoniques ne la concentre dans le fossé de Montluçon et à son débouché. C'est point pour point l'histoire de la Sologne.

Vers la percée de l'Arnon on retrouve ces sables. Rares (ou absents) à Morlac, ils s'épaississent et s'épanouissent au nord de Touchay. Là encore dans de nombreuses exploitations (Lignières, Pruniers, Saint-Aubin, Forêt de Baumiers) on peut se persuader de l'homogénéité de leur nappe, mince mais continue. Ils coiffent des faciès éocènes blancs, argileux, pauvres en feldspaths, dont ils remanient des fragments pourtant bien fragiles. On sait (chap. D 42) qu'en Champagne Berrichonne on en retrouve les restes enfouis dans le premier remblaiement quaternaire des vallées. Au-delà on parvient ainsi à la cuvette de Mehun où nous les avons étudiés en place (Reuilly); on sait enfin qu'ils ont pénétré en Sologne à l'ouest de Vierzon, à l'emplacement de ce qui n'était pas encore le léger bourrelet anticlinal de la rive droite du Cher. Nous sommes donc parfaitement d'accord avec G. Denizot et A. Vatan pour placer dans le bassin de Montluçon la source d'une partie importante du matériel de Sologne. Reste à savoir si elle est la seule.

Quoi qu'il en soit, un point capital se dégage de l'analyse d'une carte des déformations de la surface aquitaniennne vers Saint-Amant. Nulle part on ne constate que les sables granitiques ont fossilisé une cuesta, si faible soit-elle; toujours ils s'étalent à même une surface gauche qu'ils ne ravinent localement que d'une façon bien faible (Fosse Nouvelle par exemple); ils ont été canalisés vers la percée de l'Arnon simplement parce que c'est là que cette surface se déprime le plus, rejetés vers l'Ouest par le bourrelet anticlinal de la Marmande. On voit ainsi quelle analogie remarquable rapproche les reliefs crétacés et jurassiques de l'est du Berry: la côte de Saint-Amant est une fidèle réplique de celle du Sancerrois, à ceci près qu'une importante assise argileuse du Lias a permis au Cher de commander l'ouverture d'un sillon « subséquent »; mais à l'origine toutes deux ont été des formes tectoniques, nées d'une contre-pente locale de la surface aquitaniennne dont les déformations, plus souples et plus amples au nord, plus brutales mais plus circonscrites au sud expliquent, jusque dans le détail, la répartition des reliefs actuels.

(3) Fosse Nouvelle : L = 0,3 mm Anguleux : 38 mm Subanguleux : 62 %.
15 % de feldspaths conservés seulement pour un lit fin (inf. à 2 mm)
tandis que les lits plus grossiers en possèdent une plus forte proportion comme
si leur matériel venait plus directement du socle.

D 52 Le Brenne et les confins tourangeaux et poitevins du Berry

D 521. — PAYSAGES ET PROBLÈMES

A l'ouest de l'Arnon la morphologie des confins berrichons est progressivement dominée par la présence d'une roche argilo-sableuse dont l'importance croissante en extension et en épaisseur finit par imposer sa tyrannie au paysage, effacer l'influence des « auréoles » sédimentaires, supprimer même la réalité physique et humaine du contact entre socle et Bassin de Paris. En effet la nappe détritique dissimule les contrastes lithologiques en même temps qu'elle étouffe les pauvres reliefs qu'ils suscitent. Mais si les cuestas bajocienne (j iv) et hettangienne (1¹) s'atrophient ainsi au point de disparaître à l'ouest de la Creuse, c'est précisément parce que la tectonique tertiaire a refusé à l'érosion les possibilités d'un rajeunissement des formes et des sols. L'abondance des dépôts n'est donc pas la cause de la faiblesse des reliefs mais la conséquence d'un fait plus général.

Par ailleurs on a souvent noté (P. Fénelon 1952, G. Moreau 1953 p. 21, B. Bomer 1956 p. 67) la perte de puissance que subissent les étages « efficaces » du Lias moyen et supérieur et du Trias supérieur en direction de l'ouest. On a même pu montrer (R. Mousterde 1949 et 1952 p. 385-438) que selon toute vraisemblance la transgression secondaire avait lentement pris en écharpe le massif ancien, de sorte qu'avec des faciès « triasiques » c'est en réalité le Lias inférieur qui chevauche le socle vers La Châtre. C'est donc en définitive à une attitude contradictoire de la tectonique que nous devons les caractères géographiques de la région étudiée : tendance positive pendant le Secondaire, d'où entrave à la sédimentation marine et généralisation des faciès résistants, calcaires construits ou grès ; tendance négative au Tertiaire. Ce sont là des traits qui valent pour toute la partie ouest du Bassin Parisien et qui contrastent point pour point avec ceux de la Lorraine et de la Bourgogne.

Etant donnée l'optique de cet ouvrage (voir notre Introduction) et compte tenu de certaines contingences (voir chap. D 51 note 1) on comprendra que nous nous intéressions surtout à la partie la plus occidentale de notre domaine, à cette Brenne où l'influence des dépôts éocènes est encore omniprésente. Paysage vraiment original et qui n'est pas sans rappeler la Sologne mais avec quelque chose de plus âpre, de moins « policé ». Les étangs y occupent une surface proportionnellement plus vaste, les friches, la lande rocailleuse y abondent, les taillis de chênes l'emportent de beaucoup sur les boisements de pins. D'innombrables petites buttes aux flancs raides, tantôt groupées en chapelets, tantôt disséminées anarchiquement comme des pustules d'allure volcanique,

contrastent par leur vigueur avec la platitude des eaux mortes. Dans cette plaine étrange le voyageur se sent dépaycé ; quand, du haut d'un « button » il contemple au-delà du miroir des étangs la procession des collines coniques, quand il voit percer sur leurs flancs la rocaille stérile rouge-brique qui les consolide, il pressent que cette topographie n'est pas déchiffrable en termes de morphologie « normale », il devine l'exceptionnelle richesse des problèmes posés par une Brenne pourtant si négligée des géographes.

Vers l'est la formation perd de son extension en latitude ; elle se faufile pourtant au-delà de la percée de l'Indre, jusque dans le sillon liasique de l'IGNERAYE ; elle contribue par ses forêts et ses landes à charger de pittoresque, sinon de richesse, la « Vallée Noire » de G. Sand. Naturellement sa présence en un tel lieu ne laisse pas d'intriguer le morphologue.

Vers l'ouest elle s'étale de plus en plus largement, mais finit par disparaître sous des formations lacustres oligocènes très étendues dont la traînée N.-S. nous mène jusqu'à la Loire et au-delà ; or des faciès analogues à ceux de Brenne se retrouvent de part et d'autre de la Loire, coiffés ou non par le lacustre. L'extension des sables argileux éocènes a donc été fort vaste. Mais on n'en trouve pas trace sous la Sologne. Ainsi les deux épandages détritiques éocènes et miocènes ont suivi des voies parallèles mais non superposées.

Enfin on remarque que vers le sud la formation reste liée aux affleurements sédimentaires ; le socle en est pratiquement dépourvu. Pourtant on en retrouve de-ci de-là et notamment au sud de la « crête » d'AIGURANDE. En outre le massif ancien domine la région sédimentaire grâce à une flexure assez bien marquée qui affecte le revers des *cuestas* jurassiques, exactement comme à Saint-Amand. On devine des mouvements tardifs et un décapage qui a fini par circonscrire le dépôt éocène dans un angle mort du réseau hydrographique (entre Indre et Creuse) et qui correspond précisément à la Brenne. On en revient donc toujours à des problèmes de tectonique dont il importe de bien préciser la chronologie.

D 522. — LA MISE EN PLACE DES DÉPÔTS

La Brenne est modelée dans une roche argilo-sableuse tantôt rouge, tantôt blanche, souvent consolidée en grès et qu'on appelle « grison » dans le pays. Cette formation appartient à la grande famille des « sables granitiques ». Elle dérive de l'altération d'une roche cristalline et il est parfois possible, comme A. Vatan l'a fait, de discerner la nature granitique, granulitique ou gneissique de la roche-mère ; il arrive même que des fragments de mica-schistes apparaissent à la base de la série. Les quartz sont anguleux et pourtant il n'est pas rare qu'on discerne des traces d'émousé sur les arêtes (type « subanguleux »). En outre on a souvent la preuve que la roche a subi des remaniements en cours

de dépôt : des galets de grison consolidé, roulés et réemballés dans une masse plus meuble racontent la progression d'un sédiment qui s'est mis en place par étapes. L'hétérométrie est parfaite, telle qu'on peut l'attendre d'une formation continentale de cette nature et de cet âge et, à cet égard, il n'y a pas de différence avec le matériel de Sologne.

Toutefois le calibre des plus gros éléments varie, par zone plutôt que par lit, car une stratification est rarement discernable. Tantôt les quartz ne dépassent guère 1 mm, tantôt il s'y mêle des fragments filoniens rarement très gros ; telle plaque de quartz où la forme du filon est encore perceptible présente ainsi, pour une dimension de 76 mm, un indice d'éroulé du premier ordre de 0,070 (0,140 pour le second). C'est assez peu mais suffisant pour éliminer s'il en était encore besoin la vieille théorie selon laquelle les sables auraient été amenés de la profondeur du socle par des eaux thermales. D'une manière générale l'ensemble des faits invoqués plus haut ne permet pas de croire à une décomposition en place de fragments de roches cristallines apportées sous forme d'alluvions à l'Eocène. Il s'agit bel et bien d'arènes, libérées par un ruissellement en nappe parce que déjà très altérées. Toutefois au cours de leur transport spasmodique elles ont continué à évoluer.

En effet la roche n'a pas toujours droit au nom d'arkose. Bien souvent les quartz sont baignés par de l'argile blanche ayant même recristallisé dans les fissures au contact des grains et qui est de la kaolinite pure comme l'indiquent les analyses thermiques citées par A. Vatan (1947 p. 103-5). D'autres fois des feldspaths ont subsisté, peu nombreux en général (4 à 6 %), exceptionnellement abondants, mais toujours très altérés, à l'état de fantômes. Il n'y a pas de confusion possible avec le sable de Sologne toujours plus riche et où le minéral a gardé en moyenne une consistance beaucoup plus ferme.

Dans l'ensemble, plus on s'éloigne vers le nord et plus on s'élève dans la série, plus la part de l'élément feldspathique décroît (règle qui souffre bien des exceptions). Par exemple à Verneuil-sur-Igneraye qui est près du socle originel et où un léger relief de côte a bloqué l'épandage, la base du remblaiement est faite d'une masse très blanche, neigeuse sous le projecteur de la binoculaire, riche en feldspaths pulvérulents, où le reflet soyeux d'une face cristalline vient quelquefois encore colorer la préparation. Plus haut apparaît un grès tendre argileux où la proportion du minéral étudié décroît vite ; enfin viennent des argiles versicolores, produit de la lévigation d'arènes entièrement décomposées. Au Lys-Saint-Georges de même, vers le haut d'une formation qui dépasse 20 mètres de puissance, ni le grès rouge ni le grison clair ne m'ont fourni de feldspaths identifiables (mais la kaolinite sableuse blanche du Châtelet, incrustée dans le Lias, n'en contient guère non plus). Autour du Bouchet les cristaux décomposés peuvent localement représenter 10 % du total des grains ; mais souvent ils man-

quent entièrement. Quant à la Touraine, les grandes carrières de « terre à carreaux » de Neuillé-le-Lierre, au nord de Tours, m'ont fourni des échantillons d'un sable jaune clair où la part de l'argile oscille entre 15 et 30 % mais dans lequel je n'ai trouvé aucune trace de feldspaths. Or l'on sait que même en Normandie les sables granitiques miocènes, prolongement de ceux de la Sologne, continuent à être caractérisés par l'abondance de ce minéral. On voit qu'au total l'altération du socle a été beaucoup plus prononcée à l'Eocène qu'au Miocène.

Le grison est ordinairement blanc ou grisâtre. Cela prouve par parenthèse qu'aucun élément ferro-magnésien (biotite...) n'a survécu à l'altération sur les pentes du socle avant le transport. Mais souvent aussi il présente la consistance et l'aspect de la brique, avec des tons chauds, parfois agressifs. Ces zones rubéfiées forment des ponctuations sur le fond clair de la roche ou s'organisent en bandes horizontales qui alternent à plusieurs reprises avec des lits non colorés. Car il apparaît clairement que la teinte originelle du grison est le blanc, plus ou moins sale selon les aléas du transport ; les étoiles et les trainées sanglantes qui donnent à certains fronts de taille un aspect si extraordinaire sont dues presque toujours à des infiltrations ferrugineuses, fauflées à la faveur de fissures et que recoupe obliquement le plan de la carrière. Toutefois bien des noyaux colorés sont emballés dans la masse claire, sans contact avec l'extérieur. Il est fréquent qu'ils soient formés d'un sablon quartzeux moins argileux que le grison encaissant, par conséquent plus poreux. Ils ont été remaniés d'un horizon en voie de rubéfaction et réintroduits dans un nouvel apport de matériel frais. Mais le fer a continué à s'irradier au sein de celui-ci, débordant les limites du noyau primitif. On voit le front de ferruginisation recouper des quartz dont une extrémité plonge dans la zone rouge et l'autre reste fichée dans la partie claire.

Ce détail fort probant se retrouve souvent au contact de deux bancs horizontaux de teinte différente qui de loin simulent une stratification. Ces lits qui ont en général un peu moins d'un mètre d'épaisseur paraissent aussi avoir été rubéfiés après coup car des filets parallèles à la direction générale des couches ont été épargnés. Le passage brutal du rouge au blanc se fait selon une surface gauche, ondulée irrégulièrement, telle qu'il arrive qu'on voie les deux masses s'enlacer d'une façon inextricable ; une lentille rubéfiée peut disparaître après quelques dizaines de mètres, réapparaître plus haut ; mais l'absence d'exploitations importantes rend bien difficile une étude sérieuse de cette curieuse « stratigraphie ». Il n'en reste pas moins que les parties colorées sont en moyenne formées d'un sablon argileux plus fin et plus homogène que les zones claires ; sous la loupe cette brique naturelle montre une concentration de l'hématite à la périphérie des petits quartz, surtout vers leurs pointes. Il est probable que la dessiccation de la masse a fait naître d'innombrables petites fissures de retrait entre les grains siliceux et l'argile, porosité qui a favorisé l'infil-

tration des solutions ferrugineuses et leur oxydation ultérieure. Il résulte de tout ceci que l'alternance des bandes rouges et claires dans la formation de Brenne, si elle ne résulte pas d'une stratification rythmique vraie, n'en traduit pas moins des variations granulométriques dans le sens vertical, des faciès lenticulaires, bref une sédimentation de type continental.

Dernier trait et non le moindre ; la roche a été consolidée par des imprégnations siliceuses et A. Vatan a montré [1947 p. 109-12 ; Pl. 1 (5-6) et 2 (3-4)], plaques minces à l'appui, que la silice s'est concentrée sous forme de globules d'opale parfois très denses au point que le ciment s'obscurcit en lumière polarisée et qu'on se trouve alors en présence d'une véritable opalite. En général les bancs rouges sont les plus cohérents, mais la silicification s'est attaquée à tous les faciès avec tous les degrés d'intensité. Quand la loupe ou le microscope permettent d'étudier les rapports du fer et de la silice on constate souvent que celle-ci s'est installée la première. D'ailleurs la présence de noyaux inégalement consolidés, emballés côte à côte dans un grison de teinte uniforme prouve que la silicification est contemporaine des remaniements, donc du dépôt.

*
**

Tel est le gros de la masse. Mais si l'on se donne suffisamment de recul et qu'on envisage la Brenne dans son ensemble, on constate qu'au cours de l'accumulation la nature du dépôt s'est lentement modifiée. Les formations de base sont très différentes du grison, tandis qu'à la fin de l'épandage c'est un matériel beaucoup moins grossier, presque purement argileux, qui succède à celui-ci chaque fois qu'un obstacle topographique en cours de submersion a rendu possible la succession verticale des différents faciès.

En haut l'argile (kaolinite dans la grosse majorité des cas semble-t-il) est du type versicolore. Verdâtre ou blanchâtre elle est coupée de filets ou de taches rouge vif disposées en un dessin extrêmement fantaisiste. Il ne s'agit pas de traces de racines, donc d'une décoloration ultérieure. Là encore le fond de la roche est clair et les infiltrations ferrugineuses se sont faufilees à la faveur des fentes de dessiccation contemporaines du dépôt. Mais des remaniements ont réemballé après coup des écailles ou des granules desséchés au sein d'une argile de teinte différente. On peut observer tout cela à Verneuil sur Igneraye par exemple, sur 3 à 4 mètres de front ; bien des ponctuations verdâtres sur fond rouge renferment en leur cœur un petit noyau rubéfié ou réciproquement, et quand un paquet d'argile tombe sous la pioche d'un carrier, il laisse une cavité limitée par une surface gauche de teinte radicalement différente. Parfois aussi des paquets de grison fin rubéfié sont englobés dans l'argile claire. D'autres fois encore la silicification a affecté ces argiles de la même manière que le grison ; aux Linières (ouest de Mézières) on exploite ainsi une sorte de

fausse brèche, toute tachetée d'étoiles rouges ou violettes, formant de gros blocs résistants au sein d'une masse d'aspect semblable mais restée meuble ; c'est le luxe des nouvelles constructions de Mézières que d'avoir recours à ce matériau somptueux.

Les faciès de base sont plus originaux. On connaît depuis longtemps sous le grison la présence de minéral de fer en grains. La nouvelle édition de la feuille de Châtellerault (G. Lecointre 1952) leur a fait une place ; on y évoque « la zone bordière à fer des marais du lac éocène de Brenne ». Mais on y rencontre bien d'autres choses, en particulier divers types de roches siliceuses dont il n'est pas commode de mesurer les rapports stratigraphiques exacts avec le reste de la formation en l'absence de carrière importante. Il faut examiner les déblais d'anciennes exploitations comme celle qu'on découvre au lieu-dit La Forge (N.-O. de Saint-Gaultier) en descendant sous bois le flanc d'un petit vallon, ou observer les affleurements jurassiques qui percent la carapace éocène vers Méobecq et Migné, ou même se contenter d'échantillonner dans le fossé rafraîchi de la route Argenton-Neuville...

La somme de toutes ces observations permet de risquer la synthèse suivante. Sur le socle secondaire dont les couches tranchées en biseau se suivent du Lias au Crétacé supérieur, l'épandage éocène a prélué par le dépôt d'un grison argilo-sableux blanchâtre, qui remanie beaucoup de matériel sableux crétacé à en juger par le degré d'émoussé de nombreux quartz. Le plus souvent il s'agit de Cénomaniens de calibre normal (mode 0,5 à 0,6 mm) ; parfois c'est au contraire un sablon finement stratifié, analogue à l'Albien de base du Sancerrois, qui moule les détails de la topographie sous-jacente. En effet, celle-ci était loin d'être plane. Par exemple quand des calcaires à forte recristallisation de calcite alternent avec des faciès plus crayeux, on voit ceux-ci ciselés par de fines rainures d'allure tourmentée, profondes de 50 cm à 1 mètre qui ont tout l'aspect d'un lapié (entrée est de Méobecq) et que fossilise le grison. Souvent aussi une sorte de boursoufflement calcaire fait saillie sous le matériel détritique avec, dans le détail, des apophyses bourgeonnantes et des arborisations. Ce sont les têtes de récifs coralliens plus résistants que les faciès oolithiques ou crayeux encaissants (Méobecq, Migné surtout). Sans aller jusqu'à évoquer un poljé avec ses hums ennoyés par le grison on peut affirmer une altération karstique préalable au dépôt. Ce relief fossilisé est surtout sensible en Petite Brenne (Arthon) et à l'ouest, autour du château du Bouchet où on peut lui accorder une vigueur de 20 à 30 mètres avec des versants bien marqués.

Les premiers dépôts éocènes, mélange de Crétacé et de sables granitiques très altérés ont subi une forte imprégnation ferrugineuse, probablement dans un milieu aqueux, mais avec de nombreux remaniements qui interrompaient la genèse des oolites. En effet les mouvements du fer prennent une importance considérable à ce niveau. Tantôt il imprègne intensément un faciès sableux qu'il transforme en un grès dur d'un noir violet ; tantôt le grison blanc

est truffé d'oolithes et de pisolithes (quelques millimètres à 2 ou 3 centimètres) dont le cœur est un sable argileux rouge d'hématite et qui s'enrobert à la périphérie de feuillets de limonite plus ou moins concentriques. Mais il est clair que ces oolithes qui sont à tous les stades de maturation ont été arrachées à une croûte ferrugineuse en voie d'évolution, brisées et réintroduites dans le sédiment où elles ont continué à évoluer, car de nouvelles enveloppes limonitiques tentent de cerner les contours irréguliers du noyau fragmenté ; en même temps des fissures courbes du grison se sont garnies de feuillets analogues qui esquissent la forme d'un futur nucléus.

Parallèlement à ces phénomènes, une silicification très poussée est intervenue. Il existe localement en effet, tout à la base ou à différents niveaux, des lits d'une roche siliceuse, tantôt grès, tantôt sorte de meulière, que les habitants appellent la « pierre chinière ». Il doit d'ailleurs se cacher sous ce vocable beaucoup de choses et notamment de grosses chailles du Callovien lesquelles abondent autour du Blanc. Mais l'intercalation de ces dalles au sein de la formation éocène est certaine. L. Aufrère (1935), P. Jodot (1936, 1947 b et 1947 c, 1948), E. Patte (1941-2) l'ont signalée en plusieurs endroits. La roche se présente sous les espèces d'une silice translucide dans laquelle A. Vatan (1947 b p. 146) a reconnu un fond d'opalite (argile durcie par la silice colloïdale) dans un spécimen procuré par L. Aufrère ; mais il s'agit aussi parfois d'un grès quartzite (voire quartzite franc) de teinte mastic, où les différents éléments du grison sont très reconnaissables. Il en existe un gisement à l'est de Méobecq qui, fragmenté, a subi au Quaternaire une éolisation de toute beauté. Souvent cette chinière affecte des formes si tourmentées qu'on a l'impression sur le terrain (peut-être l'illusion) qu'elle résulte du moulage des aspérités de récifs coralliens au contact desquels on la trouve (Nuret, Méobecq).

Nous tenterons bientôt (chap. D 524) d'interpréter l'ensemble de ces faits.

D 523. — L'ÉDIFICATION DES BUTTONS (4)

On a décrit plus haut (chap. D 521) ces étranges petites buttes tantôt groupées en chapelets, tantôt dispersées au hasard de la plaine ; leur densité selon les points est très inégale ; nulle part elles ne sont plus nombreuses que dans la zone centrale, la plus riche en étangs, le long d'un axe Douadic-Méobecq. Chaque fois qu'un auteur les signale, et c'est toujours négligemment, il attribue

(4) Les idées exprimées ici ont été conçues sur le terrain en 1951 ; une brève allusion leur a été faite en 1952 lors de la discussion qui suivit ma communication sur la Brenne du nord. Elles ont été exposées au Congrès de l'A.F.A.S. (Angers, 1959). Mais entre temps divers auteurs ont évoqué des phénomènes analogues pour justifier certaines dépressions fermées de l'Ardenne (A. Pissart, 1958), des Landes (Boyé, 1957), du centre et de l'est du Bassin de Paris (A. Cailleux, 1956).

leur présence à une action sélective de l'érosion respectant les points de plus grande dureté. Il est vrai qu'on y trouve toujours des bancs particulièrement consolidés de grison rouge ou blanc ; mais le talus rafraîchi des routes en montre tout autant dans les zones basses. Parfois, surtout à la périphérie orientale de la Brenne (Neuillay-aux-Bois...), elles ont été découpées dans une masse homogène par le jeu du ruissellement ; ce sont de simples petites « collines ». Mais le plus souvent leur aspect, leur répartition et surtout leur structure interne montrent qu'il s'agit de formes construites.

Près de Subtray la tranchée de l'ancien chemin de fer à voie étroite Mézières-Buzançais en éventre une (fig. 94 a). On voit alors



la pseudo-stratification des bancs clairs et rouges, horizontaux peu avant, se gonfler en une curieuse forme anticlinale, de sorte que le bouton semble dû à une intumescence locale de la croûte éocène. C'est là un fait très général. Tout autour du massif de collines que domine le château du Bouchet on peut voir le paysage animé d'une sorte de frisson ; tantôt une onde de vaguelettes parallèles, de quelques mètres d'amplitude, court entre les étangs ; tantôt une disposition plus anarchique crée tout un complexe de pentes et de contre-pentes qui isole de petites dépressions entièrement fermées où l'eau sourd pourtant à la saison fraîche. Il arrive qu'au sein d'une plaine impeccablement horizontale et gorgée d'eau s'isole un étrange petit cône (4, 5, 6 mètres, rarement 10) aux formes pures, qui évoque une miniature d'appareil volcanique, cratère compris (route Rosnay-Migné). Or chaque fois qu'un talus ou une petite exploitation permet d'observer la structure de ces formes on voit les bancs de grison épouser le même mouvement, s'infléchir dans les dépressions, s'enfler au passage de l'ondulation.

Peut-on croire à un dispositif originel, à une bizarrerie de la sédimentation éocène ? C'est fort peu probable. La figure 94 b montre le cœur d'une de ces buttes isolées, éventrée par une exploitation dont les progrès ont malheureusement détruit maintenant l'aspect reproduit ici. On y constatera non sans surprise l'effet d'une tectonique vigoureuse avec faille ou chevauchement et rebroussement des couches, qui implique des poussées importantes à dominante horizontale. Il est bien évident que tout cela résulte

de déformations récentes qui ont contribué à désorganiser le réseau ; on est donc amené à chercher dans l'arsenal des phénomènes périglaciaires un mécanisme assez original et assez puissant pour avoir engendré ces formes « tectoniques ».

On peut penser que le soubassement jurassique irrégulier, « lubrifié » par le gel profond, a vu la masse des grès glisser sur les versants fossilisés et se friper ; et certes le Lusitanien local (La Jarrige) se montre extraordinairement broyé et pulvérisé par le gel quaternaire. Mais ce processus n'aurait pu engendrer que des formes mineures.

Les plus grands buttons (10, 15 voire 20 mètres) ont généralement un profil dissymétrique avec un revers qu'épousent les bancs consolidés et un front taillé à leur dépens, à l'allure de cuesta empâtée sous une bouillie argilo-sableuse (Montiacre). Qu'on parcoure la lande, boussole en main, à la recherche des exploitations perdues à l'écart des routes, accessibles parfois seulement en barque, et qu'on relève les directions de « pendage ». On s'apercevra alors que les poussées génératrices de ces dislocations paraissent provenir de quelques points privilégiés, presque toujours occupés par un étang. Il y a entre le Bouchet et Rosnay tels aspects de dépressions marécageuses cernées d'une couronne de cuestas démantelées qui évoquent les rapports d'un massif ancien et de sa couverture. Alors naît l'idée que l'étang actuel a pu être, au Quaternaire récent, le lieu d'une ségrégation de glace, le cœur d'un « hydrolaccolite » dont l'intumescence aurait soulevé la carapace résistante. La fusion lente d'un tel noyau, accompagnée d'un ruissellement divergent qui explique la dégradation des formes et les sillons d'érosion isolant les grands buttons, aurait laissé retomber cette croûte dont les dalles disjointes n'en ont pas moins gardé une partie des pendages acquis.

Un tel processus n'est pas inconnu ; on l'observe à l'état fonctionnel dans les régions arctiques planes et humides : frange est du Groenland, deltas du Mackenzie, de l'Énisséï, de l'Indighirka, région de Mourmansk, Laponie suédoise orientale ; grâce aux « Chroniques arctiques » de Ch.-P. Péguy et J. Corbel (Norois 1956, n° 11, 1957 n° 15, 1958 n° 19, 1960 n° 27...) on dispose d'exemples suffisamment précis pour qu'il soit possible de les évoquer sans recourir à un bagage bibliographique plus volumineux (dans l'optique du présent ouvrage les buttons brennous ne constituent guère plus que des curiosités).

On sait que de telles ségrégations de glace sont en général nourries par des sources permanentes qui prennent naissance soit à la base du permafrost, c'est-à-dire à plusieurs centaines de mètres de profondeur, soit à l'intérieur de celui-ci (permafrost en voie de régression) ; il arrive que de tels amas de glace nue (naled, icing) obstruent sur plusieurs kilomètres les vallées sibériennes, perturbent l'écoulement ; ils ne survivent pas ordinairement à l'été suivant. Mais si l'afflux se fait sous tapis gazonné, tourbe..., ce manteau peut protéger longtemps le noyau de glace jusqu'à déshirure complète sous l'excès de la déformation (pingos, boulgounniaks) ; on en connaît qui sont trente fois millénaires. Le plus souvent, dans les deltas du Mackenzie ou de l'Indighirka, véritables « paradis à pingos » (1960 p. 363) les buttes ont de 15 à 20 mètres de haut, avec une longueur d'une cinquantaine de mètres. Il en est de plus hautes et surtout de plus allongées. Le phéno-

mène est fréquent au bas des collines (1957 p. 404), exactement comme on l'a observé sur les flancs du petit massif du Bouchet. Selon F. Muller (1960 p. 368), le pingo peut accidentellement soulever des formations consolidées : en Brenne ce fut la règle. Mais la température moyenne annuelle qui règne dans leur lieu d'élection oscille entre -11° et -10° . Or, font remarquer Ch.-P. Péguy et J. Corbel, les plaines françaises au Quaternaire récent n'ont jamais connu des conditions si rigoureuses. Est-ce à dire que les pingos furent inconnus chez nous ? On résoudra la contradiction en observant à quel point la Brenne offrait un concours de circonstances favorable à leur genèse.

La Brenne forme une légère dépression tectonique presque fermée sauf à l'ouest. À l'est, vers Luanl, le socle calcaire disparaît sous le grison que domine le bourrelet anticlinal de la Forêt de Châteauroux (180 m) ; sous le Bouchet il est à 100-110 m et le grès n'y dépasse pas 130 m, mais dès Douadic, grâce aux détails de la topographie enfouie à l'Eocène, le soubassement ressurgit vers 125 m. Dans le sens S.N. l'inclinaison générale des strates est contrariée par l'anticlinal de Notz-Villiers (140 m) et sans doute par une cuesta turonienne fossilisée. Les conditions semblent donc réalisées pour que l'eau infiltrée dans le calcaire et circulant sous quelques décimètres de grès imperméables s'accumule au centre de la dépression avec des caractères artésiens. Actuellement l'eau sourd parfois au flanc et au sommet des plus hauts massifs de grès, par exemple au château du Bouchet où existe d'ailleurs une mare permanente, ou près de Dinte (sud de Douadic). Et précisément au Quaternaire les froids moins vifs en Brenne qu'ils ne le sont actuellement dans l'arctique canadien ou sibérien pouvaient permettre une telle circulation à faible profondeur, sans qu'on soit dans l'obligation de faire intervenir un permafrost épais. On remarquera que sur la rive droite de la Creuse, dès qu'on entre dans le domaine directement drainé par la rivière bien incisée dans le calcaire, les buttons disparaissent (le dessin de ce réseau est d'ailleurs sans doute en rapport avec un prolongement de l'axe de la Forêt de Châteauroux). Vers Rosnay les petites buttes s'alignent en chapelets rectilignes, au dessin géométrique ; on pourrait mettre ces traînées perpendiculaires en rapport avec des diaclases du socle calcaire favorisant les résurgences...

Buttons et étangs (ces derniers artificiels, bien sûr, mais créés dans des zones naturellement marécageuses et planes) sont donc associés par un lien génétique. La cause commune est fournie par les modalités de la circulation souterraine qui continue actuellement à nourrir les nappes d'eau dans un cadre fourni par les débris des pingos en ruine. On conçoit alors toute l'étrangeté du paysage brennou qui n'obéit en rien aux lois de la « morphologie tempérée » puisqu'il s'agit d'une plaine tropicale modelée et pétrie par la rude poigne du froid arctique.

D 524. — LES CUESTAS FOSSILES ET LA NOTION DE CYCLE SÉDIMENTAIRE CONTINENTAL

L. Aufrère (1935), P. Jodot (1947 b, 1947 c), A. Vatan (1947 b p. 38), E. Patte (1941-2) ont signalé vers Mézières, Lingé, Douadic, La Bussière... à différents niveaux mais toujours vers la base du dépôt éocène, des formations lacustres, marnes, voire calcaires, dont les fossiles ont permis à P. Jodot d'affirmer l'âge bartonien du tout (e²) (5). Par ailleurs il existe sur les plateaux d'argile à silex de Touraine une carapace de brèches et poudingues formée de débris de silex cimentés par un grès-quartzite très dur, généralement brisée en gros blocs qu'on appelle « perrons ». La 1^{re} édition de la feuille Châtellerault (Rolland 1887) en fait une formation de même âge que celle de Brenne. L'assimilation est conservée sur la 2^e édition (1952) qui distingue simplement des faciès à l'intérieur du Bartonien. Pourtant G. Lecointre, l'auteur de la révision, présentait dès 1944 que les choses gagneraient à plus de nuances (1947 p. 3 et 1944-6). La figure 95 a reproduit à la fois ses propres obser-

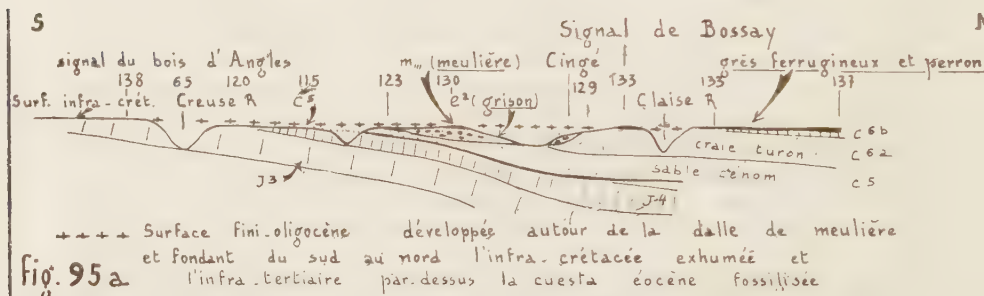


Fig. 95a

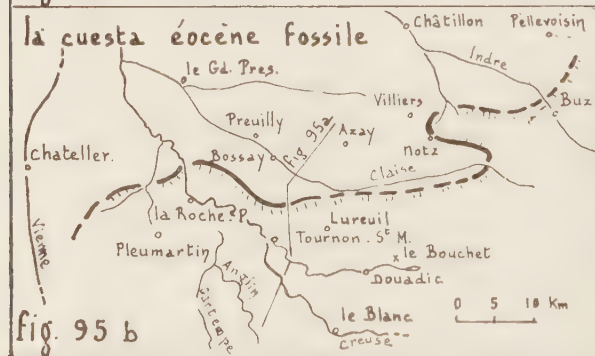
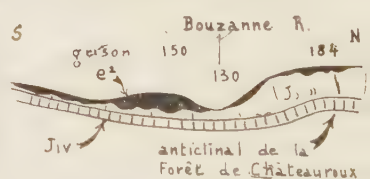


Fig. 95b



la Petite Brenne

détails du contact e²/socle jurv
près d'Arthon

Fig. 96

(5) Plus exactement la base du dépôt paraît être du Bartonien inférieur pendant que le gros de la masse disparaît à l'ouest sous des marnes de l'Eocène supérieur et des meulières sannoisiennes. Un âge bartonien supérieur paraît néanmoins vraisemblable malgré le caractère hasardeux de certains arguments de P. Jodot. On peut s'étonner que les formations homologues du versant aquitain du Massif Central, souvent subordonnées aussi à des meulières sannoisiennes, soient ordinairement placées dans l'Oligocène (m., b). Mais H. Schoeller (1956) a montré l'illégitimité de cette date tardive. Pour lui, l'altération sidérolitique a débuté dès le Lutétien (e).

ventions et les nôtres. A Bossay-Cingé, peu à l'est du confluent de la Creuse et de la Gartempe, le plateau crétacé, protégé par la croûte siliceuse, paraît raviné par des formations éocènes où le grison tient la plus large part ; il en résulte pour G. Lecoindre que ce dernier a des chances d'être un peu plus récent que le « perron ».

On voit quel parti considérable le morphologue peut tirer d'une telle remarque car il n'est pas difficile de reconnaître dans le schéma ci-contre une cuesta turonienne fossilisée par les grès brennoux. Or une cuesta n'est pas un accident local ; elle se développe en général sur une certaine distance ; son dégagement implique une notable durée de l'érosion, l'amorce d'un cycle. C'est donc plus qu'une nuance chronologique qui sépare perrons et grison ; les deux formations ne peuvent être confondues.

Si l'on examine la nouvelle édition de la feuille Châtellerault, fort soignée, on est conduit à reconnaître la continuation du même trait de relief éocène de part et d'autre de Bossay ; cela résulte des variations rapides de puissance affectant le grison et qui doivent déceler la présence de la côte fossile. Il semble que celle-ci affecte l'allure d'une percée « en entonnoir » sur le passage actuel de la Creuse comme si l'exutoire du dépôt argilo-sableux bartonien avait déjà emprunté ce chemin ; et de fait, la formation se retrouve selon cet axe à la surface des plateaux crétacés de Loches et jusqu'au nord de Tours (Neuillé-le-Lierre).

De même on sera tenté de suivre la cuesta vers l'est, à peu près sur le tracé de la Claise supérieure (feuille Châteauroux N.O.). En effet à Bossay l'ennoyage a accumulé sur près de 50 mètres les différents faciès que nous avons signalés dans l'Eocène de Brenne ; d'excavation en excavation on peut suivre vers Cingé la succession du grison puis d'une argile versicolore épurée de ses éléments grossiers impliquant un ralentissement des transports détritiques ; une dalle de meulière sannoisienne scelle le tout, dont subsiste une petite plaque à l'est de Tournon St-Martin. Or, près de Mézières, les carrières des Linières montrent l'argile à silex turonienne couronnée par de telles argiles consolidées par la silice, alors que plus au sud et en contre-bas, c'est un grison franc et assez grossier (quartz filoniens de 5 à 6 cm) qui occupe les rives de la Claise. On rappellera enfin qu'on a déjà signalé au nord de Mézières (J. Gras 1952) une semblable cuesta turonienne exhumée du grison. D'où le tracé éminemment capricieux que nous proposerons pour la cuesta crétacée qui, à l'Eocène, contrariant l'écoulement des sables granitiques et kaoliniques, a dessiné les limites de la future Brenne (fig. 95 b). Un tel tracé paraît bien se mouler sur de légers accidents anticlinaux dont la naissance se trouve du même coup précisée dans le temps. Tectonique subtile mais tenace ; il est possible en effet de déceler au voisinage de la « boutonnière » de l'Ozanne des mouvements séquanien (j⁴), cénomaniens (c⁵), bartoniens (e¹), néogènes, dont les axes ne se superposent pas exactement (article cité).

A l'est de la Brenne une autre cuesta de même âge, fossilisée

dans les mêmes conditions, a été signalée depuis longtemps ; c'est celle de l'Igneraye (Verneuil, Vicq...) façonnée dans les argiles du Lias supérieur et envoyée par une succession de faciès éocènes et oligocènes en tout point semblable à celle de Bossay : grison, argile versicolore, marne lacustre, meulière sannoisienne. Fait curieux, le sillon d'érosion fossilisé paraît s'approfondir en direction de l'est, à l'envers du drainage actuel, comme si la Sinaise-Arnon occupait l'emplacement d'un axe hydrographique fort ancien. Les formes sont toutefois moins nettes ici que vers Bossay ; s'agit-il même d'une cuesta ?

De toute façon on ne peut manquer d'être frappé par l'existence de formes de relief fossiles qui semblent se cantonner dans la partie la plus occidentale de notre domaine, celle qui est actuellement la plus déprimée, alors qu'on n'en peut trouver traces (ou si peu) plus à l'est, vers Saint-Amand par exemple. Et de même, au nord du Berry, c'est autour de Vierzon que nous avons reconnu des aspects analogues, alors qu'ils sont plus que douteux à l'est du Cher (Sancerrois) ou sporadiques (Puisaye). L'ensemble de ces formes, ainsi que l'écoulement des sables granitiques éocènes à travers les plateaux tourangeaux, paraissent impliquer une précocité de l'activité morphologique dans un secteur où à la fin du Néogène elle a été comme frappée d'impuissance. Tout se passe comme si la Champagne occidentale, celle de Châteaurox, avait manifesté à l'Eocène des tendances tectoniques positives signalées par des vellités d'érosion différentielle, tandis qu'à partir du milieu du Tertiaire l'activité se serait déplacée vers des régions plus orientales. Rien ne peut mieux mettre en valeur cette « révolution néogène » dont nous parlions au début de cet ouvrage (chap. A1) et qui s'est traduite par une véritable bascule vers l'ouest de la France hercynienne.

*
* *

Parmi les faciès de base du groupe de Brenne existent des concentrations ferrugineuses très évoluées ; ce sont des blocs volumineux de grès dur d'un noir violacé et plus souvent des amas de minerais de fer en grains noyés dans une pâte grésio-argileuse ; la gangue est un « grison », blanc à l'origine, coloré ultérieurement et qui a remanié des fragments d'une carapace ferrugineuse dont les débris ont continué à évoluer dans leur nouveau milieu (chap. D 522). Ces éléments bien caractéristiques abondent sur les marges méridionales de la Brenne, au sud de la Creuse, à même le sous-bassement liasique ou jurassique inférieur (6) ; on les rencontre aussi dans la région des étangs au contact du socle calcaire corrodé (Méobecq, La Forge), toujours subordonnés à la masse du grison, et c'est bien avec les mêmes relations que J. Goguel signale des

(6) J'ai vu aussi à l'est d'Argenton de grosses plaques d'une matière noirâtre faite d'un étrange agglomérat de débris végétaux très ferruginisés. Tourbe éocène ou faciès plus récent ?

faciès analogues sur la feuille Poitiers (1937-8). Or j'en ai trouvé également sur le revers des *cuestas* fossilisées : aux Blins (N. de Saint-Chartier) c'est-à-dire au sommet de la côte jurassique ; à Notz (nord de Mézières-en-Brenne) et à Bossay (est de la confluence Creuse-Gartempe) sur la côte turonienne. Chaque fois le volume des dalles garantit qu'on les observe en leur lieu d'origine. Le dégagement des *cuestas* qui a précédé l'épandage massif du grison est donc postérieur à la genèse de cette carapace ferrugineuse.

Mais à Bossay cette dernière repose sur l'argile à silex consolidée par la silice. Celle-ci (perrons) n'a pas toujours l'aspect des brèches sancerroises ; le plus souvent en Touraine il s'agit d'un poudingue formé d'éclats roulés de silex enrobés dans un ciment de grès-quartzite clair. Aux limites de l'Anjou (Château la Vallière) on peut voir le ciment s'isoler de la masse des silex, enrober des paquets de poudingues, devenir plus abondant vers le haut et prendre alors l'aspect exact des fameux grès à sabals d'Anjou qu'on s'accorde à placer dans le Bartonien inférieur (e¹) ; d'ailleurs le perron supporte souvent sur ces marges tourangelles un lacustre daté du Bartonien supérieur (e² : G. Denizot 1948-9, 1950-51, 1951-2). Ainsi les grès à minerai de fer de Bossay et autres lieux ne peuvent être antérieurs au Bartonien.

On dispose donc d'un ensemble de jalons exceptionnellement précis grâce auxquels on peut saisir un instant capital de la genèse de la Brenne. D'où la tentative de synthèse suivante.

A la fin du Crétacé, le retrait de la mer sénonienne a laissé une plaine parfaitement régulière que la végétation colonise aussitôt. Nous croyons en effet à l'existence, à cette époque, d'un climat chaud et humide générateur d'altérations pédologiques profondes. Aux arguments déjà invoqués (chap. A 53 et 54) nous ajouterons le fait que les formations éocènes inférieures d'Anjou et de Touraine (grès à sabals, perrons) contiennent uniquement des éléments siliceux « insolubles » (quartz, silex) ; le Sénonien lui-même ne renferme que très exceptionnellement des traces de feldspaths (S. Duplaix-J. Dupuis 1958). Nous ne voyons pas d'argument qui interdise de croire que ces conditions à la fois topographiques et climatiques aient subi beaucoup de modifications jusqu'au Lutétien, époque où un lac laisse des dépôts à même la plate-forme bajocienne à l'ouest d'Argenton (Les Prunes). Puis l'écho affaibli de la tectonique pyrénéenne se fait sentir sur la marge nord du bloc limousin ; la cuvette de Brenne se dessine pendant que bombent les anticlinaux de l'Ozance (Notz-Villiers) et de la Forêt de Châteauroux ; un karst, d'ailleurs peu prononcé, ronge le calcaire jurassique (7) ; le fait est net vers le Bouchet et Méobecq comme en Petite Brenne (fig. 96). On assiste alors dans

(7) G. Lecoindre (1947, p. 108) a joliment détruit la légende de la cheminée karstique profonde de 200 mètres et garnie de « sidérolithique » à Bellegarde près du Lys.

les parties déprimées à l'extension d'une zone marécageuse, tantôt lac franc (marnes farineuses à limnées, planorbes, hydrobies du Bartonien inférieur), tantôt et plus souvent marais tropical où se concentre le fer issu du lessivage du socle. Qu'implique ce phénomène ?

On a vu que les minerais de fer des faciès de base résultaient de l'évolution, au sein d'un premier dépôt de grison, de fragments de carapaces ferrugineuses déjà chargées en pisolithes. Or c'est l'aspect sous lequel se présentent le plus souvent les croûtes latéritiques tropicales, interrompues dans leur consolidation par des remaniements et qui fréquemment se sont développées aux dépens de matériaux « alluvionnaires » (8). Quant aux argiles sableuses blanches, elles représentent la partie profonde du sol que l'érosion, ranimée par la tectonique, et malgré la végétation protectrice, commence à griffer sur les pentes du socle cristallin. Autrement dit celui-ci est recouvert d'un manteau de type latéritique fort classique, ce qui du même coup précise le contexte climatique.

Le stade suivant est marqué par une accentuation de l'activité morphologique ; les cuestas jurassiques et turoniennes se dessinent avec un relief qui peut dépasser 50 mètres (Bossay) et un appareil hydrographique annonçant la Creuse moyenne (percée « conséquente » de La Roche-Posay). Mais cette évolution est vite interrompue par un épandage massif de sables granitiques (grison) dont la masse ensevelit ce relief infantile. Quelle interprétation peut-on donner d'une crise qui préfigure si bien le phénomène solognot ?

Le matériel a une origine pédologique. Il provient de l'épais manteau d'altération qui recouvrait plus au sud les pentes cristallines (9). Il n'est plus possible à ce sujet d'invoquer un quelconque phénomène hydrothermal remontant des profondeurs de l'écorce, à travers la couverture jurassique, des éléments de granite broyé. On ne peut même pas parler de galets cristallins altérés *in situ* après transport ; la plupart des quartz portent de légères traces d'émoussé sur les arêtes ; les feldspaths sont inégalement décom-

(8) Le fait est connu depuis longtemps. Voir P. Jodot (1933^b) citant Lacroix ; mais plus la littérature s'enrichit, plus il est mis en lumière (P. Birot, 1957, p. 8, rendant compte des travaux du Congrès de Rio). C'est la même remarque que fait J. Tricart au Soudan nigérien (1959^a, p. 339) et qu'il soulignait déjà en résumant des travaux de A.-T. Guerra sur l'Amazonie brésilienne (1955^b, p. 82). Voir encore P. Jodot et G. Trolly (1957^a) qui décrivent en Guyane française de telles latérites remaniées formées de nodules rouges ou bruns concrétionnés secondairement dans une argile de décalcification et reposant sur une croûte noire, brillante et dure qui rappelle beaucoup l'association des faciès relevée par nous à la base de la formation de Brenne.

(9) Il est possible comme le propose A. Vatan (sans d'ailleurs le prouver) que ces matériaux remanient des formations du Trias ou du Lias inférieur ; mais celles-ci n'en doivent pas constituer l'essentiel. Le seul argument de cet auteur, outre une analogie de faciès qui n'a rien d'étonnant et qui peut d'ailleurs être la source de sérieuses erreurs cartographiques, est la teinte généralement claire des formations de transport. Or les « grès du Trias contiennent peu d'éléments ferro-magnésiens » (1947^b, p. 32). On mesurera le schématisme excessif de cette démonstration en examinant des coupes de sols fœrestiens tropicaux sur roche-mère acide et dont la majeure partie est de teinte claire (P. Birot, 1959, p. 223 et 269).

posés selon les points et une pseudo-stratification peut être discernée localement (chap. D 522). La nature kaolinique de l'argile et sa blancheur sont des éléments caractéristiques des sols latéritiques francs développés sur roche mère acide, ce qui est le cas des granites et gneiss du bouclier limousin ; plus exactement il s'agit de l'horizon C0 d'un tel sol où la zone de départ est d'autant plus épaisse que le lessivage est mieux assuré, ce qui peut s'expliquer dans le cas présent par un lent réveil de l'activité morphologique lié aux débuts du soulèvement. On possède maintenant des descriptions assez précises des latérites tropicales actuelles ou sub-actuelles (10) pour qu'on puisse douter que l'origine du grison de Brenne doive être cherchée dans un phénomène de même nature. On sait que l'horizon profond décoloré où les feldspaths sont presque entièrement argilisés et où le minéral prépondérant est la kaolinite peut dépasser largement 10 mètres d'épaisseur. La remise en marche de ces dépôts meubles suffit donc à fournir l'importante nappe détritique de Brenne et Touraine.

La nature chaude et surtout humide du climat de l'Eocène moyen qui a vu mûrir de tels sols est attestée en particulier par le lessivage très poussé du fer qui implique un milieu acide riche en matières organiques, donc une forêt. Parallèlement les concentrations ferrugineuses de Brenne s'expliqueraient bien si l'on songe à l'abondance de l'ion calcium dans un marais où apparaissent à plusieurs reprises des horizons de marnes lacustres (11), et la description faite par S. Daveau (1958 p. 105) des grès couronnant des buttes latéritiques de la boucle du Niger rappelle très bien le « machefer » naturel et les grès noirs luisants qu'on rencontre sur le revers des cuestas fossilisées de Brenne. Mais dans ce cadre forestier on peut s'étonner du transport des matériaux détritiques sur une longue distance. La première phase du processus qui n'amène dans le marais de Brenne que peu de sable kaolinique mêlé de fragments de carapace à pisolithes semble dénoter une activité plus grande du ruissellement qui commence à écorcher le manteau latéritique du socle ; elle peut résulter d'influences tectoniques. Mais nous croyons néanmoins que les marges du Berry se trouvent alors, au début du Bartonien dans une zone de dégradation de la forêt dense. En particulier la future Brenne, gorgée d'eau au moins saisonnièrement, donc défavorable à la végétation arbustive, devait entraîner l'apparition de larges taches de savanes

(10) Sans parler des traités de pédologie français (H. Erhart 1935, Ph. Duchaufour 1960) ou des ouvrages consacrés aux sols tropicaux (voir par exemple E. Mohr et F. van Baren 1954, CR par J. Tricart 1956^e, p. 116), on citera la belle description de la région d'Ambilohé (N.O. de Madagascar) par L. Berthois et A. Guilcher (1956, en particulier p. 36-7) et d'une manière générale les ouvrages de P. Birot (1949 p. 166-7, 1955^a p. 54-70 et 82-85, 1959 p. 216-229).

(11) Le mécanisme pourrait en être une destruction des complexes ferro-humiques et ferro-siliciques qui se comportent comme des colloïdes électro-négatifs mais dont un excès d'ions Ca^{++} provoque la floculation simultanée (Ph. Duchaufour : Pédologie, cours C.D.U., p. 14 et 1960, p. 177).

(savanes édaphiques de P. Birot 1955 b p. 88) où l'écoulement s'étale en chenaux anastomosés, voire en nappe.

Mais bientôt l'onde tectonique s'affirme dans la région sédimentaire et l'érosion ouvre la boutonnière de Notz, sculpte les *cuestas*... On fera état ici avec circonspection d'un caractère assez surprenant relevé à plusieurs reprises à la base de la masse principale du grison. Il s'agit de grès ferrugineux qui, décapés à l'acide bouillant, livrent des grains de quartz dans lesquels il est difficile de ne pas reconnaître le classique « Rond-Mat » des faciès éoliens. Aucune confusion avec du matériel façonné au Quaternaire n'est possible à cause de la gangue ferrugineuse où le moulage des grains s'imprime très nettement. J'ai relevé de tels spécimens au bord de l'étang de Notz c'est-à-dire au cœur de la boutonnière, à Migné au contact du socle jurassique, parmi un sablon où la part du Crétacé remanié semble notable, en Anjou aussi (Baugé, Mazé). Or dans le sable cénomanien ou albien récolté autour de Valençay, de Graçay, de Vatan (chap. A3), si le caractère éolien n'est pas absent, on le rencontre sur des individus disséminés dans une masse de grains émoussés de type marin ; ici leur concentration est localement beaucoup plus forte. En outre, J.-M. Bourdeau et A. Guilcher (1941) ont signalé dans l'Eocène de la banlieue nantaise de petits dreikanterers enchâssés dans le grès à sabals et A. Guilcher en a décrit d'analogues (1948 p. 537) à Toulven en précisant que le kaolin breton s'était formé antérieurement aux grès.

On est donc en droit de soupçonner, au cours du Bartonien, une évolution climatique vers la sécheresse, voire l'aridité qui pourrait expliquer le dégagement des *cuestas* (corniche de craie turo-nienne sur glaciais de sable) mais qui surtout rendrait compte d'une manière fort satisfaisante du départ des sables kaoliniques depuis le socle débarrassé de sa végétation protectrice. La brusquerie de la crise morphologique au Bartonien supérieur a en effet quelque chose de surprenant. Le recours à une accentuation des mouvements tectoniques ne peut tout expliquer. Dans le grison les fragments de quartz filoniens excèdent rarement quelques centimètres (jamais 10 à notre connaissance) ; encore les plus gros, situés vers le haut de la série pourraient-ils être venus au Mioène (chap. D 526). Les pentes ne devaient donc pas être encore vigoureuses sur les marges limousines lors du déclenchement de l'épandage.

N'oublions pas toutefois l'existence de bancs violemment rubéfiés au sein du grison, ni les niveaux ayant subi une silicification diffuse par l'opale. Ils impliquent une continuation du phénomène pédogénétique au moins sur le socle voisin puisque le fer continue à filtrer jusqu'en Brenne. On pourrait même croire que ces croûtes ferrugineuses, alternant avec des masses claires marbrées d'étoiles rouges, représentent autant de paléosols interrompus par des irrptions de matières détritiques. Sans nier l'existence possible de structures latéritiques en place dans la masse des grès de Brenne nous croyons pourtant, on l'a vu (chap. D 522) que les

concentrations ferrugineuses résultent d'imprégnations par des « solutions latéritisantes » analogues à celles qu'a étudiées J. Pouquet au Sénégal (1954). Mais des oscillations de la nappe phréatique, saisonnières ou à période plus lente, liées par exemple à la continuation de la tectonique, sont nécessaires pour rendre compte de la « pectisation » irréversible du fer poussée jusqu'à l'apparition des teintes vives de l'hématite. A. Vatan (1947 b p. 3) a trouvé des traces de cristaux de calcite dans le grison kaolinique du Bouchet. Le milieu a donc été alternativement acide et alcalin, aéré et asphyxié, ce qui expliquerait les floculations successives de la silice et du fer. Ainsi les conditions climatiques au Bartonien supérieur sont-elles loin d'évoquer l'aridité absolue. Il suffit néanmoins qu'entre la marche offensive d'un système d'érosion progressivement plus efficace et la résistance affaiblie d'une végétation dégradée, un certain seuil ait été franchi pour que se déclenche la crise.

Nous proposerons en conséquence le schéma suivant : longue préparation des sols sur le socle cristallin dans des conditions de climat chaud et humide jusqu'au Lutétien ; gauchissements au début du Bartonien pendant que des clairières de savane s'ouvrent dans la forêt, d'abord pour des raisons édaphiques puis sous l'influence d'une évolution vers la sécheresse, de sorte que se durcissent les carapaces ferrugineuses ; un relief apparaît alors, finement ciselé dans la zone sédimentaire ; mais la conjonction d'une tectonique plus affirmée et d'un recul accéléré de la végétation dense libère les sols latéritiques profonds dont la masse étouffe vite de telles velléités. Si nous raisonnons correctement, la Brenne fournirait ainsi à la thèse d'H. Erhart (1956) un remarquable exemple de « rhexistasie », apparemment parce qu'elle s'est trouvée à l'Eocène supérieur sur une frontière climatique et biogéographique mouvante.

*
* *

La crise passée il semble que le calme morphologique soit revenu peu à peu au cours du Ludien. La tectonique s'apaise, qui n'anime plus que de larges cuvettes de subsidence axées selon un chenal S.N. prolongeant vers Tours les dépôts analogues du seuil du Poitou. Les faciès lacustres y font leur réapparition : marnes en alternance avec les argiles bariolées de type bartonien (Reignac sur Indre...), puis calcaires, meulières enfin par lesquelles s'achève au Sannoisien (m...) une série commencée au cours du Bartonien.

La succession verticale de ces faciès s'observe en bien des points chaque fois qu'un obstacle topographique a permis leur accumulation : bassin lacustre de Cormery, de Châtillon-sur-Indre, sillon liasique de l'Igneraye prolongé apparemment jusqu'à l'est du Cher (Urçay), cuesta turonienne de Bossay (fig. 95 a). Quand

le dépôt s'est étalé sur un glaciaire incliné doucement, on voit les mêmes faciès se disposer en échelon, comme les tuiles d'un toit, les plus récents étant le plus loin du massif, au cœur d'une zone légèrement déprimée. C'est ce qui ressort de la fine analyse de la feuille Poitiers faite par J. Goguel (1937-8) ou de celle d'A. Vatan (1947 b p. 32-4) pour le bassin de Domerat-Montluçon. Mais toujours on constate un affinement progressif des matériaux. Le grison, matériel relativement grossier et qui peut localement remanier les fameux galets de chaillies (Tournon St-Martin, Archigny...) passe peu à peu à une argile sableuse puis à une argile versicolore pure (Verneuil-sur-Igneraye) ; au-dessus on ne rencontre plus que les marnes lacustres pulvérulentes que couronnent des calcaires vermiculés résistants. Alors apparaît le faciès meulier (calcaire siliceux) qui semble être le terme ultime de ce que nous appelons un cycle sédimentaire continental.

Le Bassin de Paris méridional en a vu en effet se déclencher plusieurs au cours du Tertiaire, évoluant sur le même rythme. Aux limites de la Touraine et de l'Anjou on connaît la succession des brèches à silex qui, enrobées de sable remanié du Crétacé supérieur, passent aux « perrons » dans lesquels l'élément sableux s'isole pour donner les grandes dalles de grès-quartzite du type grès à sabals. Par dessus enfin, la série étant souvent incrustée au sein de l'argile à silex, on voit s'empiler des calcaires lacustres du Bartonien supérieur (G. Denizot 1948-9, 1950-51 p. 82-5, 1951-2). Mais le cycle paraît s'être interrompu avant terme, sans doute parce que vient de se déclencher celui de Brenne et que la tectonique s'est déplacée. Nouveau cycle au cours de l'Oligocène, le troisième en somme pour notre région (12) ; il débute au Stampien par la mise en marche des sables albiens de Basse-Bourgogne (Auxerre, Clamecy...) qui vont nourrir dans la cuvette parisienne l'extrémité du golfe marin lequel dégénère en lac chattien (1^{er} lac de Beauce) dont on connaît la vaste extension et la richesse en dépôts siliceux (meulière de Montmorency). Seulement l'écho de la crise tectonique qui au même moment brise le Nivernais, la Bourgogne... provoque une reprise de la subsidence, un bref épisode détritique (molasse du Gâtinais, de Varennes...) et l'accumulation des calcaires aquitaniens du 2^e lac de Beauce avec décalage au S.O. de la zone de sédimentation. On sait que vers le haut de la série le faciès meulier tente de faire sa réapparition. Au Miocène enfin, quoi de plus caractéristique que l'épandage burdigalien des sables de Sologne ? C'est un cycle, le quatrième au bas mot, qui s'amorce. Mais le climat, donc le système d'érosion, n'est plus celui de l'Eogène ; les gauchissements ont pris une extension géographique trop vaste pour que les reliefs puissent être réduits et que les forces morphogénétiques s'endorment à nouveau ; le cycle ne s'est jamais terminé.

(12) On pourrait peut-être en envisager un plus ancien dans le pays chartrain en observant que les brèches à silex roulés (grès ladères) s'ensevelissent sous le lacustre lutétien de Morancez.

On voit que le cycle continental s'ordonne autour d'une crise déclenchée par des mouvements tectoniques mais évoluant dans un contexte climatique tropical. C'est pourquoi les cycles se chevauchent dans le temps et même dans l'espace. Le premier, celui d'Anjou, dure encore que déjà en Brenne se déroule le deuxième. Souvent l'évolution s'interrompt avant l'apparition des faciès terminaux; la traînée ludienne du Cher, celle de la Loire, ne présentent que très sporadiquement les horizons siliceux alors que la série est complète vers Saint-Amand, Vicq Exempt et en Touraine.

Or l'intérêt de cette analyse vient de ce que les pays tropicaux offrent effectivement des séries analogues. Signalons à cet égard, sans oublier la différence d'échelle, le cas des cuvettes nigérienne et surtout tchadienne. H. Erhart, dans le cadre de sa théorie sur la Biostasie et la Rhexistasie (1956 p. 68-71) (13) a donné de ces bassins qui furent ou sont encore endoréiques un tableau pédologique suggestif dont l'analogie avec la situation éocène de la Brenne ne peut pas ne pas frapper. Un cadre montagneux cristallin, encore forestier, troué de savanes au bas des pentes; une cuvette subaride où s'accumulent d'abord d'énormes dépôts siliceux (diatomites) nourris par la silice que filtrent la forêt lointaine et ses latérites (on évoquera la « chinière » de Brenne chap. D 522); puis des nappes de sables, d'argile kaolinique et de grès alternant avec des cuirasses ferrugineuses d'origine alluvionnaire qui traduisent autant de « déchirures » du tapis végétal et des sols; enfin, comme d'importants lambeaux forestiers ont subsisté malgré ces crises, l'imprégnation de ces argiles et de ces grès ferrugineux par une silice colloïdale qui s'isole sous forme de ponctuations d'opale. Seulement l'aridité est (ou était) plus grande autour du Tchad qu'elle ne le fut en Brenne; ce sont des gisements de naïron qui tiennent la place des faciès lacustres français. Le cycle est donc inachevé.

Suggestives aussi les synthèses récentes du « Continental terminal » d'Afrique occidentale (G. Millot... 1957, M. Slansky 1958). On y constate partout au Paléocène une longue phase de sédimentation calcaire, caractérisée dans les zones déprimées (détroit soudanais de Gao, bassins côtiers du Dahomey-Togo, du Ghana, de la Nigéria) par une accumulation de dépôts de type chimique mêlés d'argile de néoformation impliquant la présence sur le socle voisin d'une forêt ombrophile sous climat « latéritisant » (phase biostasique d'Erhart). Au Lutétien la tectonique s'anime (failles, régressions) et des produits détritiques viennent s'amonceler selon un rythme analogue à celui de nos « cycles » berrichons et tourangeaux; des phases d'altération latéritique en marquent les coupures; les séries débutent par des faciès grossiers à cailloux roulés

(13) Théorie déjà plus qu'ébauchée par Y. Milon 1932, 1933, 1936. Pour plus de détails sur ce point voir la série des communications à l'Académie des Sciences de H. Erhart 1943, 1948, 1953 et son ouvrage sur le bassin alluvial Logone-Chari 1954.

et se continuent par l'arrivée d'argile kaolinique versicolore (lits violacés et blancs alternés) et de minerai de fer d'allure sidérolithique... Ainsi à l'Eocène, France et Afrique occidentale vivent d'un rythme analogue.

D 525. — DE LA SILICIFICATION

Revenons à Bossay-Cingé dont la coupe (fig. 95 a) peut être aussi le point de départ d'une série de remarques intéressant le phénomène de la silicification. On voit nettement que le « cycle sédimentaire continental », tel qu'il vient d'être défini, n'a produit son faciès terminal siliceux (meulier) qu'au moment où la dépression de pied de cuesta a été intégralement et exactement comblée. A ce moment (Sannoisien m,,,) une surface d'une grande platitude, vraisemblablement presque horizontale, rayonne autour de la vaste pellicule d'eau douce qui ennoie une bonne partie de la Touraine et du Poitou. Même phénomène pour le bassin de même âge de Cormery où le faciès siliceux très superficiel n'est apparu qu'au moment où la subsidence s'est enrayée. On rappellera encore dans le même esprit la très vaste extension du calcaire siliceux de Brie (m,,,) et celle, encore plus grande, des meulières chattiennes (1^{er} lac de Beauce : m,,a). A chaque fois l'apparition du faciès siliceux paraît liée à l'extrême platitude des topographies, au débordement généralisé de lacs sans profondeur, donc bien plutôt à une surface de remblaiement qu'à une surface d'érosion proprement dite.

Car la silice des meulières est contemporaine de la sédimentation des calcaires lacustres. Nous sommes à cet égard absolument de l'avis de P. George (1942 et 1944), de G. Denizot (1927 p. 182-4) et d'A. Vatan (1947 b p. 151). Le fait que des surfaces d'aplanissement se soient ultérieurement développées à même de tels dépôts à peine déformés, karstifiés et raclés, a entraîné une équivoque parce que la meulière est devenue en somme un faciès caractéristique de la plaine d'érosion. Mais ce sont ses débris roulés et décalcifiés, imprégnés d'argile et de sable dont une partie est d'origine étrangère au sédiment lacustre (sable granitique burdigalien par exemple) qui constituent en réalité le dépôt signalétique de la pénéplaine, pas la dalle siliceuse (voir chap. C 552). Autour de Cormery on peut voir à loisir au sein d'un calcaire dur et vermiculé les plaquettes siliceuses subhorizontales ayant déjà la forme tourmentée de celles qui, plus haut, sont enrobées en désordre dans une argile maigre et rouge, et l'on peut suivre de bas en haut toutes les étapes de leur libération. Certes, il y a eu le plus souvent épigénie, c'est-à-dire substitution de la silice à un sédiment calcaire, mais le phénomène s'est accompli avant l'assèchement du lac. A. Vatan (p. 146-152) a montré que la roche mère pouvait être autre que calcaire : une opalite, un grès, des spongolithes d'eau douce. En outre la silicification s'est faite en plusieurs étapes dont la dernière consiste en un remplissage de fissures qui peuvent recouper à la fois zone siliceuse et zone calcaire et dans lesquelles la calcédonite cristallise plus librement ; « à partir de ce moment... la roche a terminé son évolution minéralogique ». C'est en somme le même phénomène qu'a analysé L. Cayeux au sujet des silex de la craie ; leur maturation est terminée avant l'exondation définitive du sédiment.

Observons maintenant les dalles siliceuses, poudingue ou grès, si fréquentes dans le Bassin de Paris méridional. La brèche siliceuse de Sancerre (Tracy) montre une dalle épaisse (3 à 4 mètres) de silex plus ou moins brisés, parfois monstrueux (70 cm) cimentés par un grès très dur ou par un gel de silice qui a la même finesse de grain que la pâte des silex. Dans ce ciment on voit s'enchevêtrer de fines aiguilles en éclats presque jointifs qu'on interprète au premier coup d'œil comme des esquilles de silex éclatés et n'ayant subi aucun transport. Or les plaques minces révèlent qu'il s'agit alors de fausses brèches ; ce sont les jeux sélectifs de la silice et du fer qui simulent ces corps étrangers. Mais le fait important est la présence sous la dalle d'une masse plus épaisse d'argile à silex non consolidée. Ainsi le bain de silice n'a affecté que la partie supérieure de la formation. Encore le phénomène est-il lié ici à l'existence d'un synclinal paléocène où l'imprégnation par l'eau véhiculant la silice a été favorisée par la subsidence. Il n'est pas certain que le massif sancerrois ait jamais été couvert par une dalle continue analogue ; les blocs de brèche qu'on trouve épars à sa surface peuvent s'être formés dans des chenaux à peine déprimés mais mieux imbibés ; le passage de l'aplanissement aquitain empêche qu'on se prononce à ce sujet.

Le grès à sabals d'Anjou montre de même l'existence de faciès inégalement consolidés ; les plaques les plus résistantes reposent sur des grès pulvérulents. Dans le grès-quartzite supérieur, des trous de racines, l'abondance des empreintes végétales... montrent que la consolidation s'est faite presque au niveau du sol ; parfois de fines couches de grès se superposent, frangées chacune d'un petit bourrelet convexe comme si chaque flot de boue fluide s'était pétrifié en un instant. La fraîcheur des moulages de palmes, la délicate cambrure des feuilles de Lauracées... évoquent un paysage de plaine côtière ou deltaïque, gorgée d'eau, avec des îlots de végétation tropicale surplombant des vasières sans courant. Dans le « perron » qui supporte ces grès en Anjou et en Touraine (Château-la-Vallière, Sainte-Maure...) les poudingues de silex roulés sont agglutinés avec des boulettes de grès de la taille d'une noix ; celles-ci sont faites de couches grossièrement concentriques comme si un premier noyau consolidé avait été roulé à plusieurs reprises dans un sable humide solidifié aussitôt. Tous ces détails montrent que la silicification est un phénomène très rapide et que les solutions siliceuses les plus riches se trouvent tout près de la surface du sol.

Examinons enfin le grès marin, mais de faciès très littoral, qui s'interstratifie dans le Crétacé moyen près de Vierzon ou dans la boutonnière du Fouzon. Sur quelques mètres d'épaisseur on voit se succéder plusieurs bancs de grès alternant avec du sable purement quartziteux, bien classé et émoussé. L'ordre est toujours le même : sur la surface mamelonnée d'un banc très résistant repose un sable blanc qui se consolide vers le haut en grès tendre, puis en grès-quartzite, enfin en quartzite-grès. Dans ce dernier la forme

initiale des grains est à peine déchiffrable tant le ciment siliceux (quartz de néoformation) semble s'être fondu dans le grain détritique. Or le sable libre montre beaucoup de grains dont la forme a été à demi-masquée par une silice secondaire limpide, analogue à celle qui soude entre eux les éléments du grès et dont les faces cristallographiques brillantes se recourent selon des arêtes géométriques : la prise en grès du sable a donc été interrompue par le jeu d'une pulsation tansgressive, voire une marée plus forte. De ce fait on peut déduire plusieurs choses. D'abord que la solution siliceuse se concentre surtout à la partie supérieure d'un banc de sable humide lorsque celui-ci, baigné par la nappe phréatique, est néanmoins hors d'atteinte temporairement des agitations de la mer ; la silice est donc d'origine continentale. Ensuite qu'il est inutile de chercher la source du ciment siliceux dans une quelconque altération du sable sous-jacent puisque celui-ci ne présente aucune trace de corrosion, bien au contraire.

On touche là en effet un point sur lequel les auteurs n'ont pas fini de polémiquer : le quartz peut-il retourner à l'état de solution colloïdale capable de migrer et de se fixer plus loin ; y a-t-il des quartz corrodés ? La plupart l'affirment sans d'ailleurs, le plus souvent, se donner la peine d'une démonstration ; d'autres sont plus réticents (A. Cailleux par exemple) (14). Ce sera aussi notre attitude ; parmi les centaines de spécimens sableux examinés attentivement, nous n'avons jamais rencontré un cas probant de corrosion ; parfois l'allure dentelée, rongée, de certains grains peut faire illusion, mais à fort grossissement ils se révèlent formés par la soudure de plusieurs petits individus en voie de grésification. Le seul exemple convaincant que nous connaissions (H. Alimen 1958) intéresse une « meulière » pliocène de Beni-Abbès dont la roche-mère était un calcaire très chargé en lits sableux (15). Bien des quartz ont subi une corrosion en place, d'ailleurs contemporaine du dépôt, et la silice libérée a recristallisé dans les cavités. En outre le phénomène ne s'est déclenché que là où une gaine d'oxyde de fer enrobait le noyau détritique. Quel est le rôle du fer ? On l'ignore, mais nous avons nous-même noté que dans le grès ferrugineux de Brenne les quartz, quoique ayant gardé leur forme et leur émoussé, paraissent bien fragiles sous l'aiguille. Quant aux quartz filoniens, d'ailleurs naturellement poreux parfois, ils cassent facilement le long de plans de ferruginisation (voir aussi G. Rougerie 1951). On sait par ailleurs que la silice, qu'elle migre à l'état de suspension colloïdale ou autrement, peu importe (A. Carozzi 1953 p. 137), prend en floculant des faciès différents : opale, calcédonite, quartzine, quartz. Cet ordre, qui est celui de la fixation du minéral sur les parois d'une géode semble dénoter un milieu progressivement épuré et de moins en moins concen-

(14) Nous ne voulons ni ne pouvons entrer dans cette polémique, ni évoquer la littérature qui sur ce sujet est fort vaste. Rappelons toutefois une idée d'A. Cailleux : la gneissification d'un poudingue siliceux (phénomène métamorphique) peut corroder des quartz en leur substituant localement du feldspath. Si, repris dans une formation continentale, ces éléments sont altérés, la disparition du feldspath donnera l'illusion d'une corrosion du quartz clastique. « Géologues et géographes, dans l'interprétation des quartz corrodés, soyons prudents : le sujet est à reprendre » (fiche bibliographique n° 798 de la Rev. Géom. Dyn.).

(15) Voir aussi A. Cailleux 1949 c, J. Bourcart 1934 qui met en cause dans le cas étudié des émanations d'acide fluorhydrique, G. Deicha 1945, H. Douvillé 1934, P. Jodot 1931, A. Vatan 1947 a ...

tré (A. Vatan 1947 b p. 151). Il paraît irréversible. Le quartz serait alors la forme la plus stable de la silice.

De tout cela il résulte qu'il ne nous paraît pas sage de chercher dans la vaste gamme des formations sableuses du Bassin de Paris méridional la source de la silice qui a cimenté les dalles gréseuses et épigénisé les meulières. Cette source on la trouvera plus sûrement dans l'altération pédologique des silicates des roches cristallines (feldspaths, micas...), à la rigueur de la glauconie d'un sédiment marin (E. Cariou-G. Mathieu 1959). Or on sait que l'« argilisation » libère d'autant plus de silice qu'elle est poussée jusqu'au stade des latérites franches (kaolinite). On voit le lien avec tout ce que nous enseigne la Brenne. Dans cette région les silicifications les plus importantes apparaissent à la base de la formation (chinière) et à la fin du cycle continental (meulière sannoisienne), c'est-à-dire en période de calme morphogénétique. Quant à l'opale qui consolide le grison, outre que la forêt pouvait subsister localement sur les pentes du socle limousin, il est possible qu'elle résulte d'une nouvelle évolution *in situ* des feldspaths non entièrement altérés qu'on rencontre dans le sable argileux brennou.

L'existence d'un climat tropical franchement humide n'est donc pas nécessaire pour que l'argilisation se poursuive, au moins saisonnièrement, aux dépens d'éléments cristallins. A. Cholley a donné récemment (1960 p. 20-25) une interprétation morphologique des observations faites au Soudan par l'équipe de G. Millot et relatives au mouvement de la silice. Il montre la prédilection de celle-ci pour les zones planes et sa floculation préférentielle (opale dans le cas étudié) dans la partie supérieure des alluvions sableuses imbibées d'eau (16). Ici la nappe phréatique est soumise à des oscillations saisonnières ; mais le fait essentiel est-il l'assèchement périodique ou l'imprégnation par le bain de silice colloïdale ? Doit-on déduire de l'existence de silicifications sur les marges désertiques à la nécessité d'un climat subaride pour l'accomplissement du phénomène ? N'est-on pas séduit par l'analogie avec la pectisation irréversible de l'oxyde ferrique sous l'effet d'une déshydratation brutale (carapaces ferrugineuses) dont le mécanisme est en réalité différent ?

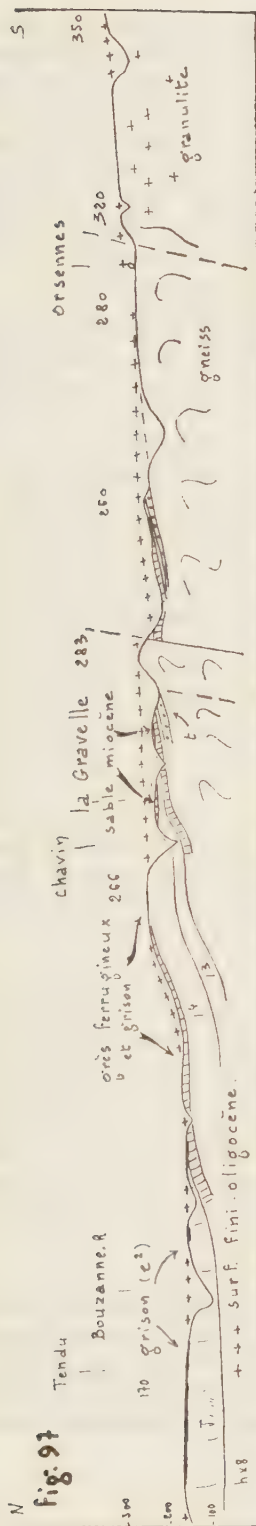
Reste le problème capital de la fixation de la silice. Une intéressante étude de J. Debyser (1954) nous paraît apporter à cet égard de bien suggestives idées. L'auteur montre, à propos de vases marines il est vrai, que l'activité des micro-organismes dans le

(16) Elle se fixe aussi dans les parties hautes et basses des versants à pente modérée. Nous n'en connaissons pas d'exemple dans le Bassin de Paris méridional, et certes la côte crétacée sancerroise n'en est pas un ; outre le fait qu'elle n'existait pas à cet endroit à l'Eocène, les blocs de brèche qu'on rencontre sur son front paraissent bien avoir glissé depuis le plateau au Miocène et surtout au Quaternaire.

sédiment, liée à la présence de matières organiques, crée une fine stratification d'horizons bio-chimiques ; sur quelques décimètres on voit varier à plusieurs reprises le degré d'acidité ainsi que le potentiel d'oxydo-réduction ; en particulier une couche intermédiaire à pH faible (acide de fermentation) s'intercale à faible distance de la surface du sédiment entre deux milieux, l'un superficiel, l'autre plus profond, nettement plus alcalins. Or la précipitation de la silice, des carbonates, du fer, des phosphates... dépend de ces nuances ; c'est ce que prouve l'analyse de l'eau interstitielle prélevée dans les carottes longues. En outre une vase marine est toujours hétérogène sur une coupe verticale (varves), d'où résulte la multiplicité des horizons bio-chimiques.

Qu'on transpose ces données dans le cadre qui nous intéresse. Au sein des grands lacs éogènes la sédimentation est surtout calcaire (altération pédologique des formations sédimentaires, des feldspaths calco- sodiques, résurgences...) ; mais des filets siliceux s'y individualisent en fonction de cette stratification du pH et pour peu qu'une période de calme permette à la hiérarchisation des horizons bio-chimiques de s'établir. En outre des îlots de végétation lacustre plus ou moins décomposée peuvent créer ici et là des zones d'acidité où la silice floccule plus aisément (idée de P. George 1942), opale d'abord, dans un milieu encore chargé de troubles argileux, calcédonite ensuite quand les eaux gagnent en pureté. Ainsi les grandes dalles de meulière qui se généralisent au Sannoisien doivent-elles impliquer l'absence de turbidité et d'apports détritiques si fins soient-ils, la constance des conditions physico-chimiques au sein d'une extension lacustre que son ampleur protège de l'atteinte des pulsations saisonnières des cours d'eau ; mais plus probablement elles impliquent aussi l'absence de relief important dans un rayon très vaste et, sur les flanes du socle dénudé par la crise bartonienne, la réinstallation d'une végétation protectrice ; bref, la reconstitution de la plaine.

Le même phénomène s'est produit à plusieurs reprises, en général à la fin d'un « cycle sédimentaire continental », au point qu'on peut se demander s'il n'y a pas un lien mystérieux entre crise tectonique et climat de type subaride d'une part, entre phases de détente et retour à des conditions climatiques moins contrastées et plus humides d'autre part (idée de J. Bourcart 1938). Sans aller jusque là, on voit que chaque fois qu'un voile de dépôts détritiques a pu être ennoyé au moins saisonnièrement par la remontée d'une vaste nappe aquifère animée d'un mouvement très lent, dans le même temps que les pentes insensibles d'un socle lointain se couvraient d'une végétation suffisamment dense, chaque fois, la silice distillée par ce filtre puissant venait cristalliser à la partie supérieure du dépôt avec d'autant plus d'abondance que la phase « biotasiqne » était plus longue. On peut même concevoir une épigénisation de la craie ou des calcaires jurassiques, bien que les faits cités par C.P. Nicolsco par exemple (1950 à 1954) à l'appui de cette idée ne soient pas tous convaincants.

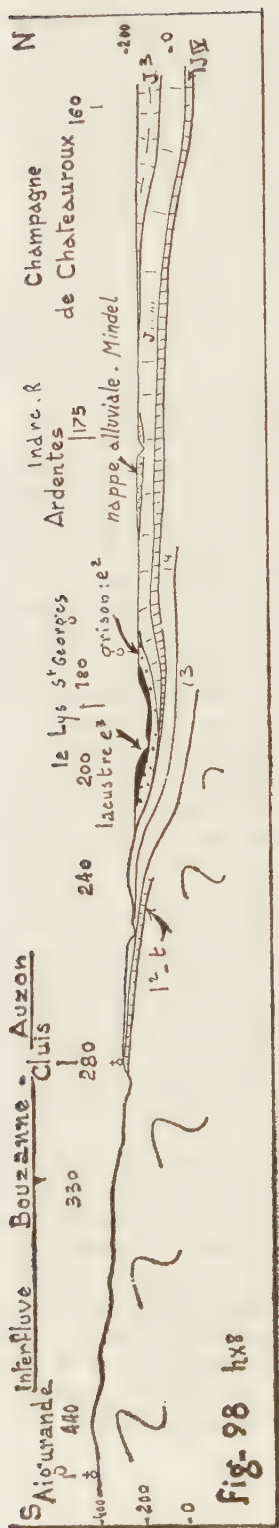


Ainsi se trouve confirmée et interprétée notre remarque initiale concernant l'association des dalles siliceuses et des périodes de silence morphologique. Leur fréquence au cours de l'Eogène et l'ampleur de plus en plus grande de leur extension attestent que, jusqu'à la fin de l'Oligocène, la plaine impeccable règne sur de grandes étendues.

D 526. — LA GENÈSE DU RELIEF ACTUEL

Le chapitre précédent n'avait d'autre but que de composer l'image d'une plaine oligocène parfaite chevauchant le contact du socle limousin et du Berry occidental d'une manière insensible; glacis doucement relevé vers le sud, sans doute, mais sans pente notable, d'ailleurs recolonisé par une végétation grâce à laquelle mûrissent déjà de nouveaux sols (les futurs sables granitiques miocènes); peu de transports violents, pas d'érosion proprement dite, car au sein de la pellicule lacustre sannoisienne la moindre agitation des eaux, le moindre trouble argileux eussent perturbé la lente cristallisation de la calcédonite des meulières. Jusqu'à la fin de l'Oligocène le même état d'équilibre semble s'être maintenu sur les confins tourangeaux et poitevins du Berry de sorte qu'en définitive la grande plaine aquitanienne a pu les annexer avec la même aisance que le reste du Bassin de Paris méridional. On la reconstituera grâce aux jalons lacustres sannoisiens ou même ludiens (Le Lys Saint-Georges), entre lesquels une série de profils géologiques prolongés sur les pentes du socle permet de mesurer à quel point elle commande encore la majeure partie des topographies actuelles.

En général le socle domine le bassin sédimentaire grâce à une flexure qui ploie les premières auréoles jurassiques (fig. 97). Il existe toutefois un point où cet accident s'apaise et par lequel on peut tracer un profil N.-S. fort suggestif (fig. 98). D'Ardenes sur l'Indre (170 m) par le Lys Saint-Georges et Cluis on rejoint la « crête » d'Aigurande à plus de 400 m. On utilise pour ce faire, entre Bouzannes et Auzon, une longue lanière de



plateau cristallin très régulière et la continuité des pentes est d'autant mieux perceptible que la cuesta liasique n'a pas encore été dégagée en cet endroit. Or ce profil prend naissance au nord à même la belle surface de la Champagne de Chateauroux (170 m) où nous avons reconnu le passage de l'aplanissement aquitainien (chap. D 41) tandis qu'il épouse plus au sud les affleurements du lacustre ludien du Lys Saint-Georges.

L'ensemble de ce dispositif suggère que la grande plaine fini-oligocène s'est avancée jusqu'à la ligne des hauteurs O.-E. qui dominent actuellement la dépression tectonique de la Petite Creuse. Mais il est évident que la dénivellation de 260 mètres qui sépare le Lys d'Aigurande est incompatible avec les faciès et la disposition des dépôts sannoisiens de Brenne ; autrement dit les reliefs actuels résultent d'un gauchissement néogène qui, là comme partout ailleurs dans le Bassin de Paris méridional, a ployé la surface aquitainienne. Celle-ci, terme ultime et aboutissement d'une longue évolution polygénique, est seule responsable des plates-formes cristallines régulières qui composent le versant nord de la Marche, qu'elle qu'en soit l'altitude ; leur inclinaison, les dénivellations brusques qui les séparent (rive droite de l'Auzon vers Cluis par exemple) seraient à mettre au compte des dislocations post-aquitainiennes. L'analyse polycyclique ne sera d'aucun secours ici.

C'est, avec des nuances de l'un à l'autre, la position de Mme Beaujeu-Garnier (1954) et de B. Bomer (1954-a). Le fait que nous nous sentions ici dans un domaine étranger à celui de notre propre étude nous interdit d'exploiter ces deux ouvrages remarquables. Ajoutons simplement dans le même esprit que nous sommes très tenté d'accepter la suggestion de M. Derruau (1949 p. 669-70) selon laquelle la Montagne limousine elle-même aurait été façonnée par l'aplanissement fini-oligocène : toute forme de relief y serait post-aquitainienne.

La figure 97 menée parallèlement à la Creuse et sur la rive droite montre une situation plus complexe. On y voit la flexure qui tord l'ancienne plaine éogène, ainsi que, plus au sud, un escarpement (Orsennes-Saint-

Plantaire) qui a toutes les apparences d'un accident tectonique analogue à celui de Cluis (comme d'ailleurs à ceux de Moux et de Quarré-les-Tombes dans le Morvan : chap. D 141) encore que G. Moreau (1953) l'ait qualifié de « talus d'érosion ». Entre les deux le petit bloc basculé de Villeginet-Fontenay Haut rompt la continuité de la surface d'érosion. La répartition des affleurements laisse entendre que la faille, née à l'Eocène, a connu le nivellement suivi d'un rejeu néogène. La cuesta toarcienne montre un léger ploiement de la surface oligocène qui rappelle le style de beaucoup de « cuestas » du Bassin de Paris méridional, pour lesquelles l'inversion tectonique a préparé l'inversion de relief (Sancerrois, Puisaye, côte de Saint-Amand...). Surtout on constate que la dépression « subséquente » actuelle résulte de la mise en valeur d'un trait de relief plus ancien, fossilisé puis partiellement exhumé.

La matière du remblaiement est un sable, bien visible sur 3 à 4 mètres à La Gravelle, de type nettement miocène et pour tout dire solonot : sable hétérométrique, peu grossier (des quartz de 2 cm y sont déjà rares), rubéfié ou clair selon les lits ; sable d'origine purement cristalline, sans remaniement de matériel marin (85% d'« Anguleux » francs au bas mot à la taille de 0,3 mm) ; sable feldspathique enfin où le minéral, nettement plus frais et plus abondant que dans le grison éocène, n'en est pas moins fort altéré de sorte que le sable est agglutiné par une pâte faite d'argile et de débris de feldspaths pulvérolents exactement comme celui de Sologne. La carte le qualifie de pliocène mais les auteurs s'accordent, à juste titre à notre avis, pour le vieillir. Le matériel des terrasses de la Creuse, qui en remanie pourtant beaucoup, est nettement plus frais, avec des débris de roches d'autant moins altérées qu'on descend vers le bas niveau ; au contraire, à La Gravelle, on ne trouve aucun élément cristallin ni même de mica noir.

Le sable de La Gravelle représente donc un jalon occidental de la vaste nappe des « sables granitiques » qui chevauche le Boischaut et qui, canalisés par le couloir du Cher-Arnon, sont venus au Burdigalien participer au comblement de la Sologne. Ils témoignent d'une nouvelle crise de « rhexistasie » déclenchée par les premiers gauchissements néogènes ; ce sont les nouveaux sols post-sannoisiens, élaborés dans des conditions encore tropicales mais moins typiques que celles de l'Eocène, moins humides sans doute ; leur libération paraît avoir été facilitée par la phase subaride du Burgalien supérieur dont nous avons décelé les effets en Sancerrois et en Sologne (chap. B4). Dans le cas présent ils pourraient provenir de l'abrupt tectonique d'Orsennes en voie d'apparition, au pied duquel on discerne encore une assez convenable forme de pédiment.

Des sables analogues couvrent une partie des plateaux sédimentaires, surtout à l'est de la Creuse ; en nappe très mince, généralement chargés de gros quartz filoniens qui peuvent dépasser la taille du poing, ils paraissent dus à un épandage plus vigoureux, postérieur au comblement de la dépression de La Gravelle-Chavin où le faciès est plus fin. On aura garde toutefois de se laisser prendre à l'extension du « p¹ » de la carte (feuille Aigurande), vraiment généreuse. Je n'ai rien trouvé d'analogue à la situation de La

Gravelle par exemple à Milliabœuf, et les talus de la route Argenton-Bouesse fournissent essentiellement du « sidérolithique » en place. Mais des sables feldspathiques différents de ceux de l'Eocène sont connus dans le sillon de l'IGNERAYE, par-dessus le Bartonien de Verneuil et même de Vicq; M. Wolkowitsch (1958 p. 27) les a décrits à Tranzault (sud du Lys) et en face d'Ardentes; j'en ai décelé, par lavage de la terre des champs, dans l'est de la Brenne, au nord du Tendu (route Argenton-Châteauroux). Chaque fois leur analyse m'a montré la fraîcheur (relative) de leurs feldspaths et leur analogie avec les sables de Sologne.

Examinons maintenant leur position. A l'ouest de Saint-Amand, jusqu'au coude de l'Arnon (Touchay), ils se sont étalés sur un glacis qui nivelait le contact Lias-Jurassique et qui n'est autre que la surface aquitanienne en voie de déformation (chap. D 51). A partir de Vicq et surtout de Verneuil ils s'emboîtent aux dépens de cette surface ce qui montre que, comme à La Gravelle, une timide esquisse de dégagement des cuestas avait prélué à l'épandage et à la fossilisation, créant de modestes dénivellations inférieures à 40 mètres. Ainsi par deux fois les reliefs structuraux de l'ouest berichon (cuestas liasiques et crétacées) ont connu les mêmes velléités de dégagement, vite étouffées par l'accentuation des mouvements tectoniques qui les avaient fait naître.

La carte des déformations de la surface aquitanienne (fini-oligocène) montre pour l'ouest de notre domaine les effets de la tectonique néogène (fig. 89). Beaucoup moins spectaculaires que plus à l'est ils n'en ont pas moins contribué à mettre en place le réseau; le très léger anticlinal de la Forêt de Châteauroux a suffi pour interdire à la Creuse une confluence avec l'Indre de Châtillon. Les lignes de relief les plus nettes sont en rapport avec de légers bombements anticlinaux ou des flexures; on notera celle qui, en plein domaine jurassique, définit les contours du bloc limousin et son effacement temporaire au droit de la percée de l'Indre et de la Bouzanne (lieu de passage au Miocène d'une partie des sables granitiques). On notera aussi le fait que les cuestas les plus nettes, celle de Chavin-Malicornay, celle de l'IGNERAYE, celle, crétacée, de Pellevoisin à l'est de l'Indre, doivent leur localisation et leur masse à un léger phénomène d'inversion tectonique qui les assimile, toute proportion gardée, au Sancerrois. On voit d'ailleurs comme dans chaque cas analogue le rapport étroit de tels accidents avec les « flexures continentales » liasique et infra-crétacée.

Mais on notera également sur cette carte un certain nombre d'anomalies qui rendent l'interprétation du réseau moins claire que plus à l'est. La Bouzanne se love dans une bien faible dépression qui correspond toutefois à une cuvette éocène garnie d'un fort manteau de sables argileux bartoniens (fig. 96), et les résurgences du flanc sud de la Forêt de Châteauroux peuvent expliquer qu'elle n'ait fait en somme que retrouver un vieux versant fossilisé. Mais vers le Lys et Mers la surface aquitanienne est déprimée, d'une rive de l'Indre à l'autre, de 60 mètres. Pourquoi la rivière ne coule-t-elle pas vers la Bouzanne et la Creuse? Plus au nord, l'Indre, toujours

elle, aurait dû, à l'aval de Châteauroux, être sollicitée par la cuvette de la Brenne et filer vers la Claise si les gauchissements de la surface avaient été ceux que nous connaissons actuellement lors de son installation.

Mieux, cette dépression de Mézières en Brenne, sous laquelle nous avons soupçonné la présence d'une cuesta turonienne fossilisée, aurait dû attirer les eaux de la mer des faluns; et de même, on ne voit pas pourquoi le lac sannoisien n'a pas envahi la Brenne centrale autour du Bouchet. Enfin, nous ne pouvons que souscrire à une remarque fort pertinente de B. Bomer (1954^a p. 82). Le dépôt de La Gravelle est à 240 m; vers le confluent Creuse-Bouzanne, la surface aquitaniennne est 100 mètres plus bas; peut-on croire que la dépression subséquente que fossilise le sable miocène eût été si faiblement dégagée si de telles relations avaient été établies d'emblée?

On est donc rejeté vers l'idée de mouvements tardifs, post-faluniens, sans doute pliocènes, plus importants que ceux qui ont déclenché l'épandage burdigalien, les principaux en somme. C'est pourquoi l'Indre, avec son bassin hydrographique étriqué, fait figure de Meuse au petit pied. Sa pauvreté en affluents de rive gauche s'expliquerait bien dans l'hypothèse de détournements tardifs provoqués par une reprise de la subsidence en Pte Brenne, vers Mézières; la Bouzanne aurait pu appartenir au réseau de l'Indre, et mieux encore la Claise qui, par l'Ozance, pouvait atteindre Châtillon. Ces petites subsidences en cuvettes isolées sont de même nature que celles qui, plus à l'ouest, ont permis la conservation de « bassins » faluniens discontinus, postérieurement à la régression. Des phénomènes absolument analogues ont été décrits au S.-E. de Blois (chap. B5). Si l'étude du couloir ligérien (4^e partie) révèle dans la répartition des nappes alluviales quelques anomalies de même ordre, le recours à un certain « mobilisme » récent en sera légitimé.

D6 REMARQUES SUR LE PHÉNOMÈNE D'APLANISSEMENT DANS LE BASSIN DE PARIS MÉRIDIONAL

Au long des chapitres qui précèdent nous nous sommes efforcé de mettre en valeur le rôle capital des événements de l'Oligocène supérieur dans l'élaboration des plates-formes d'érosion du Bassin de Paris méridional, au point que la surface aquitanienne est devenue une sorte de leit-motiv de l'analyse morphologique. En dépit de l'opinion des auteurs qui en ont rencontré l'équivalent dans les régions voisines (Bourgogne, Morvan, Lorraine...) nous ne croyons pas devoir la qualifier de miocène ou même d'oligo-miocène, encore moins de pontienne. Dans le Sancerrois comme dans l'Auvergne de M. Derruau, les gauchissements décisifs qui en détruisent la régularité se sont produits au cours du Burdigalien (m¹⁻²); certes ils ont continué à se manifester ensuite avec des intensités inégales selon les lieux, et il est possible qu'en Nivernais par exemple, ils se soient déclenchés plus tardivement, mais jamais on ne constate qu'ils ont affecté une topographie imparfaitement réduite. Là est le fait essentiel : si haut qu'on remonte dans le Miocène, l'événement (déchirure, ploiement, fossilisation par les sables granitiques...) a toujours surpris une surface en état de parfait achèvement, voire déjà soumise à un début de rajeunissement (chap. D 526). Ce sentiment de perfection on le retire de l'examen des profils comme de celui du terrain : pureté des formes, régularité de la ligne d'horizon contribuent à signaler le passage et la bonne conservation du grand aplanissement. Du moins cela est-il vrai de la zone sédimentaire, car avec l'éloignement et l'altitude croissante, les régions de socle altérées et disséquées obligent à des reconstitutions moins sûres (encore que le terme de « perfection » vienne aussi sous la plume de M. Derruau : 1949 p. 628).

Par ailleurs, dans l'ouest de notre domaine, la surface finio-oligocène est éminemment polygénique; là où règne l'argile à silex en particulier, elle dérive de la surface d'émersion de la mer crétacée au prix de fines retouches qui ont occupé la durée de l'Eogène. Mais dans l'est, Sancerrois, Nivernais, Bourgogne aussi naturellement, la crise tectonique qui hache de failles les durs calcaires jurassiques semble bien partout pouvoir être datée du Stampien supérieur (Chattien m.,a); beaucoup de ces cassures ont des rejets de plusieurs centaines de mètres (près de 400 pour la faille de Billy au S.-O. de St Saulge); or partout, sans exception, les escarpements

ont été nivelés par une surface d'érosion aussi parfaite, aussi achevée qu'en Touraine ; pourtant la densité des failles est telle parfois (La Machine, Mâconnais) qu'aucune influence polygénique ne peut plus être invoquée.

Il existe donc bien vers la fin de l'Oligocène et le début du Miocène, une période privilégiée, assez brève, au cours de laquelle s'est déroulé un « cycle d'érosion » poussé jusqu'à son terme ultime, cycle dont l'Aquitainien a vu s'accomplir les phases décisives. Le fait ne se reproduira plus. Les déformations néogènes n'ont plus provoqué que le façonnement de simples encoches rongant les massifs sans les détruire (Sancerrois, Nivernais, horst des Collettes et Bois Noirs du Bourbonnais...); loin de parfaire l'aplanissement des plates-formes calcaires, l'érosion post-burdigalienne n'a pu que dégrader l'héritage de la plaine aquitainienne (Avallohnais, Basse-Bourgogne...).

On peut légitimement s'étonner d'une telle réussite et se demander quel concours de circonstances a pu la rendre possible. On notera toutefois que la tectonique oligocène est de style brisant, qu'elle a surtout créé des escarpements francs alors que les mouvements à moyen rayon de courbure du Néogène ont édifié des volumes rocheux beaucoup plus importants mais de profil peu vigoureux. On est ainsi conduit à mettre en cause un système d'érosion de type subaride dont l'efficacité s'accroît en fonction de la fermeté des ruptures de pentes qu'il transforme en « pédiment ». Evolution d'autant plus compréhensible que la lente apparition des lèvres de failles brisant la continuité de la plaine éogène a mis à jour l'alternance des bancs calcaires, des marnes bathoniennes et des argiles du Lias.

Seulement si un certain degré de sécheresse est nécessaire pour provoquer l'épanouissement des glacis d'érosion dans les terrains argileux, on n'en doit pas moins remarquer que l'aplanissement a été aussi efficace au sein des secs calcaires lusitaniens, voire aux dépens des horts cristallins (Saint-Saulge, Morvan occidental...); une préparation de la roche par altération pédologique, donc une certaine constance de l'humidité à travers l'année est alors indispensable; elle implique une couverture végétale dense et la paralysie de l'érosion en nappe.

Nous ne croyons guère en fait à l'aridité du climat aquitainien. Quand nous évoquions celui-ci à propos de la région de Valençay (chap. A 43) c'est plutôt à des conditions de type « soudanien » que nous pensions, c'est-à-dire celles-là même dont H. Baulig (1952^b) dit qu'elles sont les plus propres à la pédiplanation (1).

(1) Ce climat, faunes et flores aident à le reconstituer. Citons entre autres les fossiles de Coderet (bord occidental de la Limagne bourbonnaise) conservés dans les fissures du calcaire à *Helix Ramondi* (Chattien) à propos desquels J. Viret (1934) écrit : « ... mélange d'espèces fouisseuses et sauteuses des régions semi-désertiques avec des espèces arboricoles et des restes de Suidés amis des fourrés marécageux... » ; ossements « recouverts d'une incrustation noir-bleuté d'oxyde de manganèse » venu par lessivage des gneiss voisins, « indice sûr d'un climat chaud avec saison sèche ». Quant à la célèbre faune des grands mammifères de l'Aquitainien supérieur (Rhinocéros, Tapirs...) dont les gise-

Rappelons-nous à ce propos la généralisation du phénomène lacustre au cours de l'Eocène supérieur et de l'Oligocène (lacs du Berry, de Touraine, de Beauce); ce sont bien des lacs, avec dépôt de marnes grumeleuses dans des eaux calmes, abondante végétation (characées) et faune typique (limnées, planorbes...) et non des flaques temporaires asséchées périodiquement. La concentration de la silice au sein du faciès terminal calcaire est aussi pour nous le gage d'une activité pédologique sur les socles dénudés, tandis que la prépondérance de la calcédonite voire du quartz aux dépens de l'opale globulaire paraît attester une certaine pureté des eaux (chap. D 525). Rien là donc qui évoque des transports anarchiques à grande distance sur une plaine désertique. Enfin nous rappellerons la finesse de grain du calcaire chattien de Verneuil-Decize, si près du rivage lacustre et de la zone faillée du Nivernais méridional en voie d'aplanissement et pourtant privé de débris élastiques (chap. D 212); ce simple fait ne prouve-t-il pas l'existence d'une couverture végétale assez dense?

Pourquoi alors trouve-t-on si peu de traces certaines d'altération au niveau de la surface aquitanienne? En Champagne Berrichonne calcaire nous avons mis en cause l'éolisation quaternaire et la solifluction pour expliquer leur départ (chap. D 43). Ce doit être vrai aussi des plates-formes si régulières du revers de la PUISAYE, éléments de surface infra-crétacée repris à l'Aquitaniens et qui auraient dû être profondément rubéfiées. Quant au Nivernais nous avons montré que les formations décalcifiées qui couronnent les plateaux, étalées lors du nivellement des failles, tirent leur origine du mélange de produits d'altération éocènes avec du Crétacé inférieur et des argiles jurassiques. En somme, nulle part nous n'avons été en mesure de présenter d'authentiques formations éluviales aquitaniennes, nul dépôt caractéristique en place hormis des nappes détritiques comme les chailles roulées du Nivernais méridional. Tout se passe comme si le climat avait été fort sec.

On résoudra peut-être ces contradictions en rappelant qu'au cours du Burdigalien on assiste à une évolution vers l'aridité, attestée au début de l'Helvétien par le façonnement des grands glacis d'érosion du Sancerrois. Or le stock des sables granitiques mis en marche à ce moment a été en fait préparé au cours de l'Oligocène par une altération, moins poussée que celle de l'Eocène (les feldspaths y sont mieux conservés) mais qui garantit un certain taux d'humidité. L'apparition des escarpements de failles à l'Oligocène supérieur s'est donc produite à un moment privilégié d'une évolution climatique; encore assez humides au début pour qu'une altération karstique et pédologique participe à l'attaque des bioes calcaires (nous avons signalé des poches profondes garnies de sables cré-

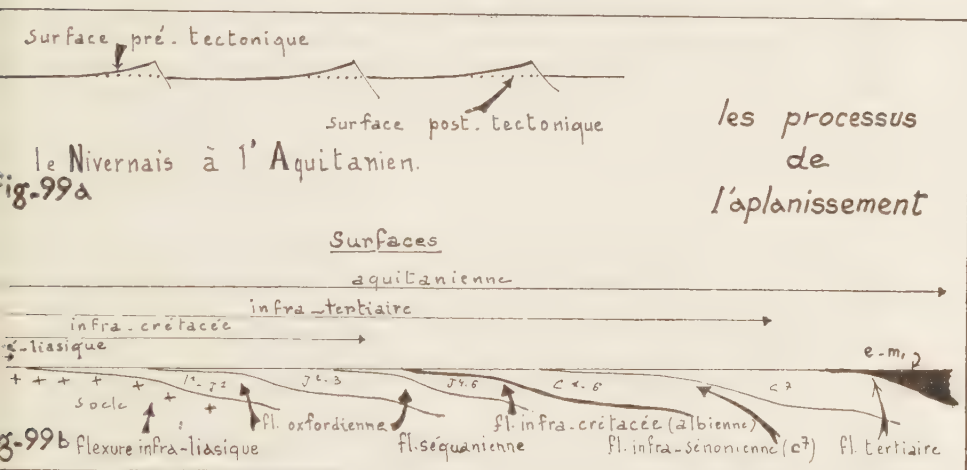
ments sont nombreux dans notre domaine (Selles-sur-Cher par exemple) elle ne plaide pas non plus en faveur de l'aridité excessive; voir chap. A 22.

Fait curieux, ce sont les mêmes conditions climatiques, les mêmes types de faune, de flore et de formations (calcaires à lits siliceux) que P. Jodot et S. Ronaix (1957^b) relèvent à cette époque au Sahara central, en plein sur le tropique mauritanien.

lacés sur la lèvre soulevée de la faille de Menou, chap. D 12), les conditions sont devenues suffisamment arides à la fin pour que s'accélére le recul des versants et que se dispersent les sols. Tel fut semble-t-il le concours de circonstances qui permit l'épanouissement de la seule véritable plaine d'érosion tertiaire du Bassin de Paris.

*
**

On se gardera toutefois d'attribuer à l'érosion aquitanienne des possibilités illimitées. La figure 99^a schématise l'aspect du Nivernais à l'aube du Miocène. Elle montre que chaque escarpement de faille a évolué en fonction du compartiment affaissé, lequel a été



épargné puisqu'on y rencontre du lacustre éocène (vallée de la Nièvre), du Crétacé inférieur en place (Clamecy) ou de l'argile à silex (Parigny); en même temps chaque glacis d'érosion en détruisant le revers du bloc soulevé tendait à se fondre dans un élément préservé de la surface pré-tectonique. Comme les profils reconstitués de la surface aquitanienne sont extrêmement réguliers sur de longues distances, compte non tenu des gauchissements ultérieurs, on est bien obligé de convenir que la grande plaine s'est réalisée par la coalescence d'aplanissements locaux, sans recours à un quelconque niveau de base général, quoique vraisemblablement à une altitude très faible au-dessus du niveau de la mer. Seulement on voit bien aussi que l'érosion aquitanienne n'a fait que broder autour d'un thème déjà fourni par l'extrême régularité de la surface antérieure aux dislocations. Or celle-ci, voilée par une mince pellicule de sable albien et d'argile à silex n'est rien d'autre que la plaine infra-crétacée.

Cette remarque nous amène à nous pencher, après d'autres (J. Tricart par exemple : 1948-9) sur la genèse des fameuses auréo-

les qui caractérisent si bien l'est et le sud du bassin de Paris. Elles ne sont pas l'œuvre d'une érosion qui aurait attendu la fin de toute sédimentation (milieu du Tertiaire); elles se sont façonnées concurremment à celle-ci, par retouches successives, en gagnant de la périphérie vers le centre. Ceci mérite explication.

Observons par exemple, grâce aux fines analyses stratigraphiques de R. Mouterde (1952 p. 385 à 438 et surtout p. 29 à 68) les détails de la transgression liasique dans l'étendue de la feuille Aigurande. On y voit la mer s'avancer prudemment vers l'ouest, prenant le massif en écharpe et n'atteignant la bordure du Poitou qu'au Domérien supérieur et surtout au Toarcien (14). Pourtant les faciès de base sont semblables. Ce sont des argiles colorées, des lignites, des horizons grossiers à sable quartzeux; les lacunes sont nombreuses, voire les discordances, qui impliquent un épisode érosif aux dépens des couches liasiques de base, attesté d'ailleurs par des galets calcaires. Le socle inégal, avec ses récifs, ses hauts-fonds et ses ensellements est ainsi lentement ennoyé par une transgression qui s'avance sur une roche cristalline habituellement saine, débarrassée de son manteau d'altération et les faciès de base jamais très grossiers, souvent fins, contiennent quelques feldspaths très décomposés.

Ceci est vrai surtout à l'ouest de la Creuse, tandis que vers l'est (Saint-Amand, Saint-Pierre) l'infra-Lias formé d'argiles kaoliniques (terre réfractaire) repose sur une épaisse couche de Trias argilo-sableux légèrement feldspathique. Cela prouve qu'au cours du Lias, la plaine post-hercynienne, délicatement regradée, a nourri de ses sols la sédimentation argileuse. Plus tard, au Jurassique, les faciès calcaires récifaux et leurs dérivés montrent la généralisation du phénomène « biostasique », l'absence de relief, une végétation dense aussi. Car une partie du socle, limousin au moins, est sans doute restée à nu, n'a succombé que tardivement en tout cas (finesse des faciès et abondance du mica blanc dans le Lias supérieur, horizons sableux de certains étages jurassiques). Lors du retrait de la mer, au Portlandien (j⁶⁻⁷), la plaine d'émersion se prolonge donc à l'amont par un fragment de post-hercynienne retouchée, en parfaite continuité topographique.

Même situation lors de la transgression crétacée. On la voit progresser à partir du détroit morvano-vosgien et se rabattre vers l'ouest (V. Stehépinsky 1954, 1956 et 1957, E. Roch (1958), F. Debrenne (1954), L. Bertrand (1954); son rivage prend en écharpe le futur bassin de Paris méridional, ne dépasse Graçay pour conquérir tout l'ouest qu'au Cénomaniens. Or les faciès sont significatifs : argiles sableuses rouges continentales du Barrémien supérieur, sables albiens et cénomaniens trahissent un phénomène de « rhexistasie », un remaniement de sols tropicaux très altérés (absence de feldspaths) dont l'origine ne peut être qu'un socle cristallin. L'offensive crétacée s'accompagne donc d'un décapage des massifs anciens et d'une retouche aux dépens de la plaine d'émersion jurassique. La régression sénonienne laisse encore une fois une plaine

parfaite qui joute bout à bout des éléments infra-tertiaires, infra-crétacés et infra-liasiques.

Et de même enfin sur les marges de la cuvette parisienne la subsidence sera comblée exactement par la sédimentation lacustre ou marine puisqu'on voit vers Reims une mince dalle sannoisienne chevaucher la craie, le lac chattien s'étouffer dans la plaine de l'argile à silex sur la frontière du Loing, le lac aquitainien procéder de même entre Blois et Vierzon... Le fait important est l'existence, à chaque épisode sédimentaire, d'une flexure limitant le gros du dépôt et au-delà de laquelle ne s'avance qu'une faible pellicule vite détruite lors de la phase régressive suivante. Or chacune de ces « flexures continentales » est en retrait par rapport à la précédente, chaque cycle marquant une diminution de la cuvette sédimentaire, de sorte que l'auréole externe s'agrandit d'autant.

Mais il y a mieux. A l'intérieur de chacun des trois cycles sédimentaires le phénomène s'est reproduit plusieurs fois. Par exemple, du Morvan à la Vienne, une lacune, souvent une discordance, sépare l'Oxfordien (j²) du Callovien (j¹). Au S.-E. de Châteauroux par exemple, le Callovien fort réduit, parfois absent, a néanmoins laissé ses nodules siliceux à la base de la transgression oxfordienne laquelle contient des éléments quartzeux et du mica qui ne peuvent provenir que de l'érosion loin au sud, du Lias voire du socle. On peut donc dire que la plate-forme qui, dans le Berry méridional tranche le Jurassique inférieur, correspond en fait à une surface infra-oxfordienne reprise à l'infra-crétacé, retouchée encore au Tertiaire, mais de peu puisque le sidérolithique renferme nombre d'éléments crétacés. On connaît également sur 60 km de front (F. Bernard 1956), de la Creuse au Poitou, une lacune dans le Bathonien, avec mince sédimentation lacustre et paysage de « côte basse à mangrove » prouvant que, quoique sans relief, les régions méridionales étaient exondées. Légère coupure également entre le Séquanien (j⁴) et le Rauracien (j³), marquée près de Buzançais, sur le futur anticlinal de l'Ozance, par une discordance avec galets calcaires (J. Gras 1952); marquée aussi, près de Clamecy, par une tardive submersion de certains récifs rauraciens par les faciès terminaux du Séquanien tandis que la base de cet étage contient de fins débris de quartz et de mica (D. Reyre 1943). A l'amont des affleurements actuels du Séquanien il est donc possible que la sédimentation ait été très mince, peut-être inexistante.

Même épisode au Crétacé. Il existe semble-t-il une régression générale du Turonien supérieur, possible en Puisaye, probable à l'ouest de Châteauroux, certaine en Sancerrois; elle fut suivie d'une vigoureuse offensive sénonienne, celle-là même qui laissa sur la périphérie du Limousin ses cordons de galets de chailles et porta ses silex sur les pentes du Morvan ou la Gâtine de Parthenay (E. Patte 1953). On en connaît la minceur (vastes dalles bien conservées de Châtel-Censoir, de Gros-Mont : voir chap. D 142) et la charge croissante en matériel détritique fin dès qu'on franchit la flexure continentale (chap. A 53, fig. 14 et G. Denizot 1946-8). A notre avis, jamais le monde hereynien n'a connu une aussi complète

absence de relief qu'à la fin du Crétacé. Trompés par les formations détritiques grossières (galets de silex et de chailles entre autres) qui jonchent les plateaux d'argile à silex, la plupart des auteurs en ont déduit qu'au Thanétien, ou au Sparnacien, ou au Ludien (suivant les fantaisies cartographiques du 1/80.000 géologique), le socle bordier avait l'allure de « coupole » imparfaitement réduite et que l'aplanissement a occupé toute la durée de l'Eogène pour se parfaire (J. Tricart et A. Cailleux : 1949 a, J. Beaujeu-Garnier 1949-50 p. 93-6 et 100-2). Nous n'en croyons rien (chap. C 55), du moins pour la partie méridionale du Bassin. L'Eogène a vu sur les socles, bien au contraire, l'érosion lutter contre une tectonique renaissante pour maintenir tant bien que mal la perfection de la plaine d'émer-sion crétacée. Il n'est pas certain qu'elle y soit parvenue partout.

Au Chattien (m., a), l'ampleur du premier lac de Beauce et la généralisation du faciès siliceux lacustre indiquent pour nous que les conditions de l'infra-Tertiaire ont été à peu près retrouvées, dans le Bassin de Paris et sur une certaine frange de sa marge cristalline au moins (fig. 99 b). Puis est venue la première grande crise tectonique, celle de l'Oligocène supérieur, dont l'aplanissement aquitanien a su triompher dans la région sédimentaire avec un rare bonheur comme il a été dit plus haut. Voilà à nos yeux la première véritable surface d'érosion depuis la post-hercynienne. Entre les deux il existe bien d'innombrables efforts d'aplanissement, mais comme on vient de l'exposer, ils sont subordonnés au phénomène sédimentaire; leur perfection n'est que l'écho de l'horizontalité d'autant de surfaces d'émer-sion.

Si l'on doit parler de « pénéplaine » pour le Bassin de Paris et ses bordures (sinon pour toute la zone hercynienne) nous proposerons de n'en garder que deux : l'infra-Secon-daire, dont ce n'est pas le lieu ici de discuter la régularité et les origines, et l'aquitanienne (fini-oligocène), et de supprimer le terme d'éogène comme équivoque. Encore doit-on rappeler en terminant que si, dans le Bassin de Paris méridional (2), l'aquitanienne se montre si réussie c'est parce qu'elle a brodé autour du thème directeur fourni par les grandes surfaces de discordance du Secondaire : l'infra-tertiaire et surtout l'infra-crétacée. Une pénéplaine ne se développe pas sans une riche hérédité.

(2) Comme en Auvergne (M. Derruau 1949), sur le flanc occidental des Vosges (J. Tricart 1948-9, p. 144), partie ou totalité du Limousin selon qu'on suit J. Beaujeu-Garnier (1954), B. Bomer (1954*) ou M. Derruau (1949, p. 669), et à notre avis, probablement sur le Morvan.

QUATRIÈME PARTIE

LE COULOIR LIGERIE ET SES ANNEXES

Abandonnant le vaste domaine des plates-formes et des collines notre analyse va maintenant descendre dans les vallées. Elle y trouvera des formes délicates, parfois vigoureuses mais toujours modestes, nées pour la plupart au Quaternaire. Ainsi notre ouvrage consacré au Bassin de Paris méridional sera-t-il amené à respecter dans ses dernières pages, et par la force des choses, le plan chronologique cher aux Naturalistes. Mais surtout nous aurons ainsi la possibilité d'embrasser dans son ensemble le problème de l'origine de la Loire. C'est sur ce thème vraiment majeur, redoutable parce que jamais clairement élucidé malgré les nombreux essais qu'il a suscités, que nous ordonnerons nos derniers chapitres.

E1 LA SECTION MÉRIDIENTE DU COULOIR

E 11 La Loire nivernaise

On sait (chap. D1 à D3) que le Nivernais a été brisé par une tectonique oligocène puis nivelé pendant que le lac aquitainien de Limagne s'avancait jusqu'à Decize. Au cours du Néogène, pendant que se soulèvent les volumes orographiques qui l'encadrent, la cuvette bourbonnaise s'affaisse à nouveau et une masse énorme de sable granitique arraché aux socles altérés entreprend de la combler. Quand la Loire brisera la résistance du seuil nivernais pour s'épancher en direction du couloir de Cosne, elle entraînera avec elle une expansion de ces sables qui l'accompagnent encore en une longue traînée à la traversée du Berry.

On a déjà dit (chap. D 212) à quel point ce matériel est analogue à celui de la Sologne, par le degré d'altération de ses feldspaths notamment, et comment le gisement fossilifère de Givreuil (Burdigalien supérieur) semble bien confirmer ce rapprochement, admis d'ailleurs par L. de Launay (1922-3) et J. Viret (1934). Pourtant beaucoup d'auteurs croient à un âge plus récent des sables du Bourbonnais ; la carte géologique détaillée utilise par exemple les symboles mp ou p¹, et il va de soi que depuis leur accumulation ils ont continué à s'enrichir en éléments plus frais, au point que sur le plateau de rive gauche de la Loire berrichonne qui forme terrasse de 30 m, l'électro-aimant peut déceler ici et là des grains volcaniques (cimetière de Saint-Léger par exemple). Mais la vraie raison pour laquelle on se refuse habituellement à assimiler sables de Sologne et sables du Bourbonnais est que les premiers se cantonnent à l'amont de Gien à la surface des plateaux de rive droite tandis que les seconds paraissent s'emboîter à leurs dépens dans le couloir de Cosne. On verra bientôt (chap. E 13) pourquoi nous récusons cet argument.

De Decize à Nevers la Loire colle au flanc du massif de La Machine grâce à une flexure brutale, perpendiculaire au réseau des failles oligocènes ; à cause d'elle la surface aquitainienne qui nivelle si parfaitement celles-ci (chap. D 212) plonge sous les sables granitiques, et la torsion de la plaque lacustre éocène de Saint-Ouen est à cet égard significative. A l'intérieur du Bec d'Allier ces mêmes sables dissimulent mal un relief d'escarpements de failles ou de

distance, peuvent donner naissance plus loin à des escarpements importants. Il est donc amené comme nous à concevoir l'action de plusieurs crises tectoniques entre lesquelles l'érosion tente de reprendre l'œuvre du nivellement. Mais s'il juge, comme nous aussi, que les premières cassures nivernaises datent de l'Oligocène, il cherche curieusement à vieillir celles du Berry en les reportant avant l'épisode lacustre éocène. Rien à notre avis ne justifie cette complication. De part et d'autre de la Loire le style est le même et visiblement le lacustre a été affecté de chaque côté par les grands accidents qui ne sont rien d'autre que la prolongation du fossé oligocène de la Limagne.

En réalité nous retrouvons ici exactement les mêmes thèmes que partout ailleurs dans le Bassin de Paris méridional, et certes la région du Mont Givre est un des meilleurs exemples que nous puissions fournir à l'appui de notre thèse. Partout la surface aquitanienne, ajustée sur le lac bourbonnais, nivelle imperturbablement les cassures, quelle que soit leur ampleur. Prolongée à l'ouest de la figure 100 elle nous mènerait en parfaite continuité sur les grands espaces plans de la Champagne Berrichonne parachevés à l'Aquitainien (chap D 41); prolongée à l'est, elle épouse le bombement nivernais, nivelé à la même époque (chap. D 1 à D 3). D'ailleurs si on examine dans le sens N.S. les collines de la région de Pougues on les voit se détacher comme les doigts de la main de la vaste plate-forme de la Forêt des Bertranges, surface d'érosion nivernaise type, et s'abaisser vers le sud pour plonger dans le Bec d'Allier sous les sables granitiques.

Au cours du Néogène l'onde tectonique a vigoureusement froissé, sans doute à plusieurs reprises, la vaste plaine d'érosion; plus puissamment en Nivernais qu'en Berry toutefois, d'où l'altitude moyenne assez forte du massif; d'où aussi de meilleures possibilités de rajeunissement qui expliquent les contrastes de relief de part et d'autre de la Loire. Là comme ailleurs pour bien comprendre ces formes, il est nécessaire de séparer avec soin les conséquences des deux phases tectoniques. Le Mont Givre culmine près de Pougues parce qu'il a été à la clef de voûte d'un bombement en forme de dôme que notre carte (fig. 77) fait clairement apparaître; au contraire il faut déployer beaucoup d'ingéniosité, pas toujours convaincante, pour expliquer ce relief à l'aide des seuls éléments donnés par la coupe si l'on ne fait pas intervenir l'aplanissement aquitanien. En fait, c'est d'évolution appalachienne pure et simple qu'il s'agit.

Les rejeux de failles, possibles quoique faibles près du Mont Givre, paraissent inexistants à l'ouest de la Loire. La côte bajocienne n'est pas née d'un escarpement originel, même post-aquitainien, mais d'un bombement anticlinal qui se développe à partir de Néronde à une certaine distance de la cassure et s'en éloigne peu à peu; elle s'apparente ainsi à la côte de Saint-Amand (chap. D 51) et participe en somme du style sancerrois. Ainsi se trouve défini par le jeu de ces bourrelets anticlinaux le couloir par lequel sables du Bourbonnais et Loire ont fait irruption dans le Bassin de Paris.

Le deuxième problème posé par le Mont Givre l'a été quand de Lamothe (1903) puis Chaput (1917 p. 200) ont signalé à son sommet un voile de sables granitiques d'allure ligérienne dont ils ont naturellement cherché à faire une terrasse de 100 mètres (et même de 130). Situation miraculeuse car rien à l'ouest n'atteint une telle altitude relative, de sorte que la Champagne eût été infailliblement submergée sous une masse énorme que Chaput (p. 226) n'hésite pas à empiler sur beaucoup plus de 100 mètres puisqu'il envisage l'existence d'une pénéplaine pliocène d'altitude 350 dans le Sancerrois. Et quelle eut été la source de ce volume prodigieux de matériel arénacé dont rien ne pouvait ensuite limiter l'expansion vers l'ouest ; et comment les surfaces fossiles de Touraine et du Berry, miocènes pour Chaput à cause des faluns, ont-elles été si parfaitement nettoyées alors que même à l'intérieur d'une vallée quaternaire chaque nappe alluviale de terrasse a été le plus souvent incapable de détruire entièrement la nappe précédente ? On voit quelle accumulation d'in vraisemblances ont édifiée la mystique polycyclique, la croyance en la toute puissance de l'Erosion et le refus d'un recours à la tectonique.

Et pourtant il y a du sable sur le Mont Givre. Il a servi à alimenter dans les années 30 un curieux dialogue entre A. Hure (1932), A. Panthier (1932 et 1934), P. Jodot (1932 ^a) et A. Vatan (1934-1935 ^b-1947 ^b p. 70-1 et 173), où chaque auteur, quoique décrivant des faits réels, parle exclusivement de ce qui l'intéresse. A. Hure a rencontré des sables fins, des chaïlles et des sables granitiques dont l'association se retrouverait dans le Sparnacien sénonais ; P. Jodot répond que les chaïlles sont ludiennes et A. Panthier que le sable fin est d'origine locale et résulte de l'altération des calcaires argoviens ; quant au sable granitique, A. Vatan le juge typiquement ligérien et analogue à celui des terrasses de la Loire voisine, éléments volcaniques compris. Il est bien vrai que les chaïlles, de plus en plus nombreuses quand on s'avance vers la pointe nord de la colline, s'enrobent d'une épaisse écorce spongieuse et finement sableuse et que la poudre quartzeuse qui garnit certaines poches au sommet des carrières peut provenir de leur altération ; mais l'intérêt n'est pas là ; il est dans ce voile d'« alluvions » haut perchées, et A. Vatan qui se refuse à imaginer un passage du fleuve à cette altitude croit qu'il y a été transporté par le vent au Quaternaire, à partir d'une terrasse de la Loire.

J'ai examiné avec assez de soin cette région. Dans l'axe du couloir nivernais, vers 190 m (Jouet-sur-Aubois par exemple), le sable granitique quoique remanié en terrasse appartient au stock néogène assez ancien, avec des feldspaths bien altérés de type solognot. A l'amont de Nevers, sur la rive droite, à Sauvigny vers 230-35 m, les dépôts d'altération éogènes (Jbarré de la carte), riches en concrétions ferrugineuses mal évoluées sont chargés d'un sable, feldspathique nettement plus frais et assez grossier, que le lavage isole ; nulle structure de terrasse ici, mais une expansion de sables du Bourbonnais sur la bordure du fossé ; mais un peu plus loin de la Loire, dans le Bois de la Fermeté, guère plus haut pourtant, leur présence est plus que douteuse. Ils existent encore au nord de Nevers (La Brosse par exemple vers 230-35 m)

où Chaput y signale quelques grains volcaniques (p. 173), et au nord du Mont Givre (Champvoux). Tous ces sables contiennent des quartz filoniens peu nombreux qui ne dépassent guère 2 à 3 cm ; ils paraissent ne jamais s'élever au-dessus de 240 m. Mais au Mont Givre ils recouvrent toute l'échine du plateau du sud au nord, de 250 à 300 m. On les retrouve en lavant la terre des champs aussi bien près de Garchizy qu'autour de la cote 298. Mais le calcaire sous-jacent n'est pas loin.

A la latitude de Prieze, le long de la petite route qui rejoint la N 7, on peut faire des remarques plus précises. Les sables manquent sur toute la moitié ouest du petit plateau ; les fondations du château d'eau de Pougues, ouvertes en 1959, offraient à cet égard une coupe formelle : le calcaire sain arrive au sol, cryoturbé sur 1 à 2 mètres et chargé en surface d'un peu de sable granitique non éolisé. Mais quand on s'avance vers l'est le sol devient pulvérulent, le pied s'enfonce et on découvre dans le talus de la route qui amorce la descente sur Prieze une masse de sable, épaisse d'au moins 2 mètres et sans doute 3. Mieux, les ravins à façonnement périglaciaire type qui mordent brutalement le flanc est de la crête détachent des éperons de plateau sur lesquels le sable existe toujours ; ce dernier se trouvait donc déjà sur le plateau avant cette dissection qui précisément en a entraîné jusque sur le replat 230 de Prieze (fig. 101).



Ce sable est riche en feldspaths assez frais ; il est hétérométrique, allant du sable le plus fin à des grains qui atteignent et dépassent parfois 2,5 mm ; on y rencontre très peu de quartz filoniens ; j'en ai recueilli néanmoins quelques-uns dont le plus gros, légèrement éolisé, avait 68 mm, mais vers le sud, au niveau de Garchizy, ils sont plus abondants. L'électro-aimant attire un grand nombre de

granules ferrugineux, résidus d'altération éogène, où la structure oolithique n'est qu'esquissée, et beaucoup de grains de magnétite qui existent dans tout dépôt d'origine cristalline ; je n'y ai pas reconnu avec certitude de grains volcaniques, mais sur ce point A. Vatan est formel qui à l'aide de plaques minces a décelé basaltes et trachytes. Enfin et surtout, ce sable présente une légère touche éolienne qui a dégrossi beaucoup de quartz sans leur conférer le caractère arrondi et la matité classique, les feldspaths étant ce qu'il y a de mieux émoussé. Ce faciès, l'hétérométrie (sec, le sable « fume » quand on le verse), la taille des gros éléments... excluent à mon avis que le vent ait pu hisser le matériel sur un versant escarpé de 80 mètres depuis la plaine de Pougues, pour l'abandonner sur cette crête étroite.

Nous envisagerons les choses de la façon suivante. Le sable représente le sommet du « remblaiement » bourbonnais et les éléments volcaniques ne permettent guère de le reculer au-delà du Pliocène plutôt supérieur. On vient de dire que le Mont Givre appartient à un dôme anticlinal ayant déformé la surface aquitaine pendant que s'affaissait la gouttière ligérienne ; il en résulte que cette activité tectonique (sa fin tout au moins), ne peut être que postérieure à l'étalement de la nappe alluviale et qu'elle se trouve du même coup datée. Pour la première fois depuis le début de notre étude nous prenons conscience clairement d'un mouvement

tardif, plus tardif qu'il n'est coutume de l'admettre dans le bassin de la Loire. L'altitude des jalons sableux qui encadrent Nevers (230 ou 300 m) ne renseigne donc pas sur la position du fleuve à la fin du Tertiaire. Quant à l'éolisation (wurmienne probablement), loin d'avoir transporté le sable sur le Mont Givre, elle a failli l'en faire disparaître en l'accumulant « sous le vent » de la crête.

E 12. . Les collines de Sancerre

Voici un petit canton qui, plus que tout autre, a bénéficié de notre sollicitude. Un réseau serré de faits contradictoires en défend l'accès. Mais la « vérité » croyons-nous est toujours simple. Que tant de semaines passées sur le terrain et sur les cartes, que tant d'hypothèses laborieusement édifiées, toujours rejetées, aient trouvé leur aboutissement dans un texte dont la minceur paraît dérisoire à l'auteur, montre les difficultés de l'entreprise. Encore ne peut-on se flatter d'avoir effacé toutes les ombres. Il s'agit pourtant d'un relief harmonieux et clair, facile à analyser, apparemment classique; mais derrière cette fausse clarté se cachent des problèmes épineux. Qu'on en juge.

Les figures 102 a, b aideront à faire prendre contact avec cette attachante région. Quand on émerge de l'ample bassin de la Grande Sauldre supérieure, modelé dans les sables crétacés, on parvient vers 360 m sur une plate-forme calcaire inclinée au N.-O. mais très plane, qui n'est rien d'autre que la surface infra-crétacée taillée dans le Jurassique supérieur. De là on contemple un paysage vigoureusement buriné grâce à la proximité de la Loire, mais qui s'ordonne très vite tant la hiérarchie des niveaux est claire. Les collines sancerroises (La Pierre Goupillière, l'Orme au Loup, Sancerre, le bois de St-Satur...) se suivent en chapelet du sud au nord, tandis que leur altitude passe de 330-350 m à 270 puis 250 m; elles sont couronnées d'argile à silex durcie par la silice et représentent l'échelle stratigraphique locale dans sa quasi totalité.

Entre l'observateur et elles s'emboîte une plate-forme très régulière sculptée dans le calcaire jurassique et faiblement inclinée au nord de 280 à 250-240 m. Par les brèches du rempart crétacé s'insinuent des vallons, d'ailleurs tous secs actuellement, qui découpent cette plate-forme en une série d'éperons auxquels le modelé périglaciaire confère une grande pureté de lignes. Les têtes de vallons parviennent ainsi jusqu'au pied de la haute surface jurassique où elles cisèlent de profondes entailles devant lesquelles le terme de « cirque » vient spontanément à l'esprit; en dépit du lieu et de la modestie des formes c'est plus précisément aux « vans » chers à Allix que l'on songe : fond presque plat et en pente forte, versants rectilignes, très raides (jusqu'à 50 %), sans aucune trace de ravinement, bref, l'exact répondant des formes que nous avons déjà décrites sous Humbligny, façonnées dans le même étage marno-calcaire kiméridgien (chap. C 413). Le soir, au coucher du soleil, pendant que Sancerre se colore sur sa butte conique et que les « vans » s'emplissent d'ombre, le « niveau des éperons » comme nous l'appellerons désormais, prend toute sa valeur et s'impose comme le trait morphologique fondamental.

Qu'on se porte maintenant à Sancerre; de la terrasse du châ-

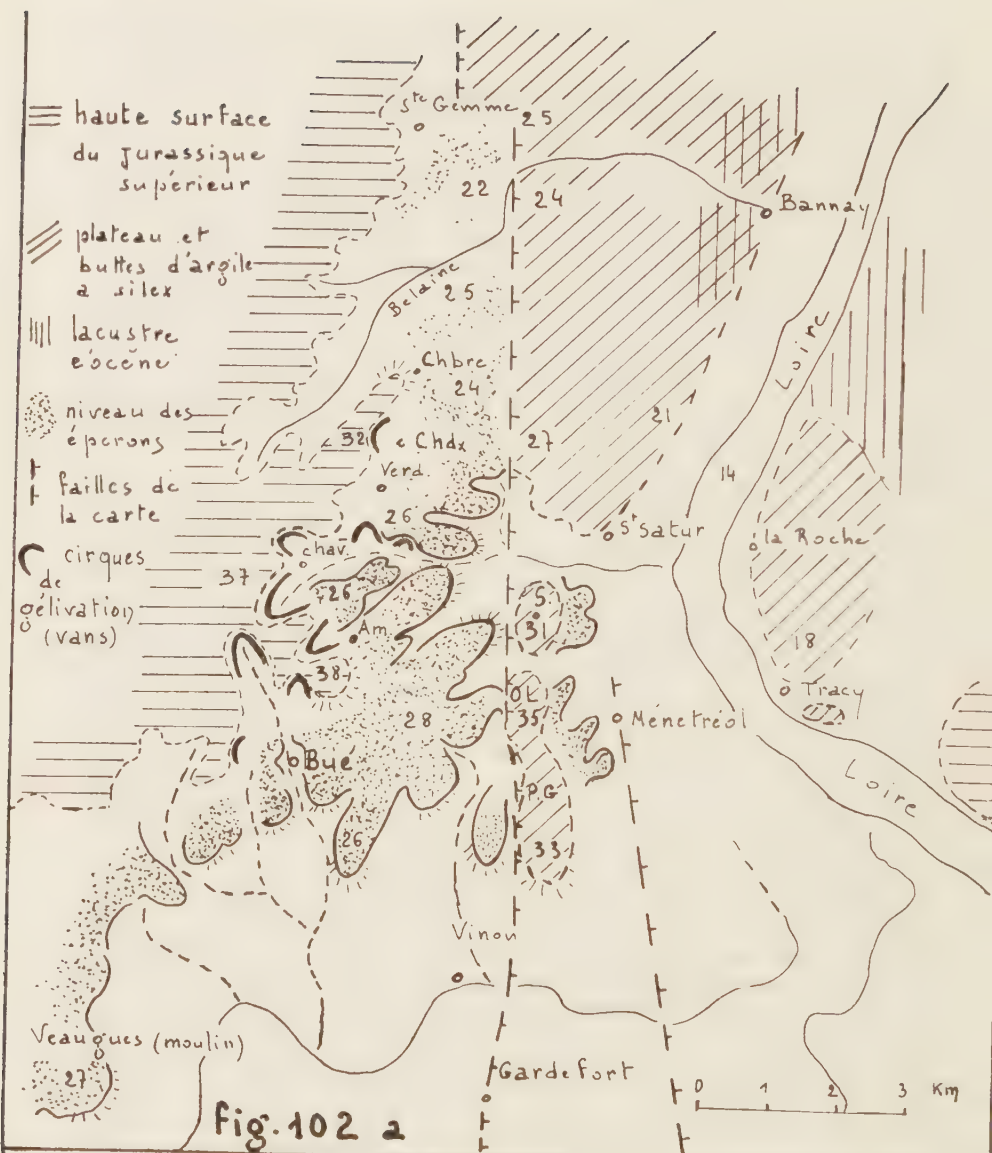
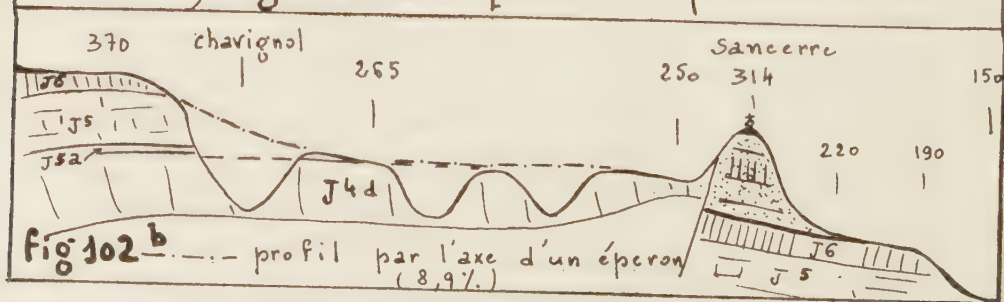


Fig. 102 a



teau on découvre un paysage ligérien classique : la Loire serpente 150 mètres plus bas dans une grande plaine de sables blonds et serre de près une rive droite au profil convexe qu'éventrent sur près d'un kilomètre les grandes carrières de Tracy. On y exploite la croûte des brèches siliceuses qui reposent sur une argile à silex meuble; or à vos pieds, dans les derniers lacets de la route de Ménétréol, vous pouvez examiner un bloc de la même brèche, gros comme une petite maison, indestructible, arrêté dans sa glissade au-dessus d'un grand replat qui descend d'un seul élan vers la petite gare de Sancerre. Ainsi, pour l'observateur le moins averti, s'impose l'existence des grandes cassures qui commandent ce relief.

Tourné vers l'ouest, par-delà la dépression de St-Satur-Fontenay et l'extrémité des éperons que séparent les larges berceaux des vallons secs, par-delà les glacis concaves qui les raccordent au rebord rectiligne du plateau principal et que souligne finement, comme les hachures d'une carte, le dessin du vignoble, on s'exerce à reconstituer l'empilement des strates crétacées que l'érosion a fait disparaître. On mesure alors l'ampleur des rejets des deux failles qui, additionnés, dépassent semble-t-il, au droit de l'Orme au Loup, 450 mètres. Mais revenu vers le S.-E. le regard, habitué aux lignes fermes mais souples de cet amphithéâtre, s'étonne et s'attarde devant la vigueur inusitée du versant de rive droite de la Loire qui, localement, sous le clocher de St-Andelain, tombe de 80 mètres d'un seul jet dans les eaux du fleuve avec une pente de 40 %. Alors naissent et pullulent les problèmes.

On peut les ramener à deux groupes, sans parler de ceux, les plus irritants, qui résultent du raccord de ces formes avec les terrasses de la Loire et sur lesquels nous reviendrons. Comment se fait-il que les cassures de Sancerre aient donné naissance à un relief d'escarpements de failles, inversés, dégagés, exagérés... peu importe, d'une telle ampleur, alors que plus au sud, vers Gardefort et Feux, et mieux encore vers Garigny-Nérondes, leur prolongement est parfaitement nivelé. A l'est du fleuve, vers Cosne, d'autres failles d'ampleur moindre, ont été décelées; elles aussi sont nivelées et qui plus est, chevauchées par une formation détritique que la carte croit ludienne (e^{3b}), de sorte que B. Bomer (1952) a été incité à leur proposer un âge éocène. Comment se fait-il aussi que l'érosion ait dégagé le plateau jurassique occidental de son manteau crétacé sans pour cela réussir à abattre la totalité de l'escarpement de la faille de Sancerre, et pourquoi la deuxième cassure, celle de Ménétréol, a-t-elle si peu fait reculer, au flanc est des buttes, un versant modelé dans les mêmes terrains ? Quel fut le niveau de base de cette étrange évolution ? Pour notre part nous nous déclarons incapable, craie en main, d'en retracer les étapes sur les seules données de la coupe géologique.

Par ailleurs le niveau des éperons résulte évidemment d'un phénomène d'inversion de relief justifié par la résistance des brèches de Sancerre, encore que dans ces conditions on devrait retrouver tout le Crétacé au sommet du plateau de l'ouest. Mais

ce couloir, qu'on ne peut raisonnablement attribuer à une cause structurale puisqu'aussi bien il ne correspond pas toujours au même horizon jurassique, quelle origine cyclique va-t-on lui donner ? Chaput en a fait évidemment une terrasse de 100 mètres (1917 p. 201-2) bien qu'en pente plus forte vers le nord que le fleuve, trop heureux de trouver là-haut des silex et des quartz d'origine crétacée plus ou moins roulés. Mais si l'on contourne l'angle du massif vers Bué en direction du S.-O., on constate qu'une banquette disséquée continue à étager une série de replats à des altitudes qui oscillent entre 280 et 250 m, dominant une Champagne modelée vers 210 m.

D'autres points à des altitudes semblables peuvent être reconnus dans la région : par exemple le massif de St-Andelain qui, vers 250-60 m, porte des débris crétacés énigmatiques parce qu'en désordre (Chaput p. 201), et d'énormes blocs de brèche émoussés; ou encore le bombement de Champ-Jacquot (à l'est de Cosne) couvert et cerné de silex presque bruts et de grosses brèches bien arrondies mêlées à du grès crétacé ferrugineux; mais rien de tout cela n'autorise à construire un ample niveau cyclique sur les bases de l'altitude actuelle. Chaput les a pourtant annexés, glanant en outre à travers le Nivernais, la Puisaye et le Sancerrois tels fragments de plateau bien cotés, sans souci de ceux qui ne le sont pas, pour composer sa terrasse de 100 mètres. Du même élan il en édifiait une autre encore, 100 mètres plus haut. Nous nous refusons énergiquement à le suivre sur ces hauteurs car une telle interprétation postule d'énormes remblaiements dont nous avons dit que leur source, leur extension exacte et leur disparition représentent autant de mystères.

Pourtant l'emprise du « polycyclisme » à résonance eustatique a été telle pendant longtemps sur la pensée géographique qu'on n'ose ordinairement se tourner vers d'autres solutions qu'après en avoir épuisé toutes les possibilités même les plus risquées. Aussi avons-nous un moment envisagé l'existence d'un rempart S.-N., parallèle à la rive gauche de la Loire et destiné à contenir l'hémorragie vers l'ouest des sables granitiques que l'état actuel de la topographie rend infaillible dès qu'on prétend les accumuler au-dessus de l'altitude 220 (voir notre carte de la surface aquitanienne, fig. 77 et 89). Pour ce faire il ne fallait détacher les buttes crétacées de Gron du gros de la cuesta d'Humbligny que très tardivement, et prolonger ce rempart loin vers le sud dans un domaine dont les poches sidérolithiques attestent le dégagement depuis l'Eocène. Il s'y faut résigner; le « niveau des éperons » sancerrois à 280-260 m est trop haut pour tolérer de pareilles constructions.

*
* *

Je proposerai ici des solutions relativement simples. Elles ont le grand avantage de s'harmoniser parfaitement avec tout ce qu'enseigne le reste du Bassin de Paris méridional. Je ne me dissi-

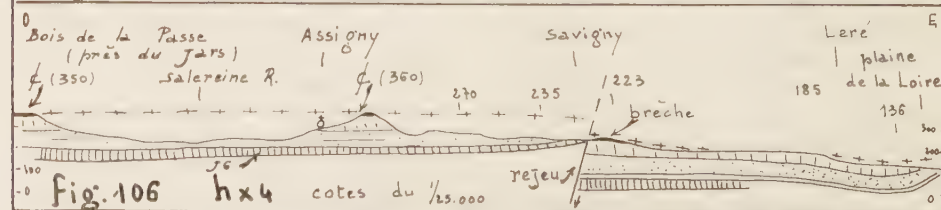
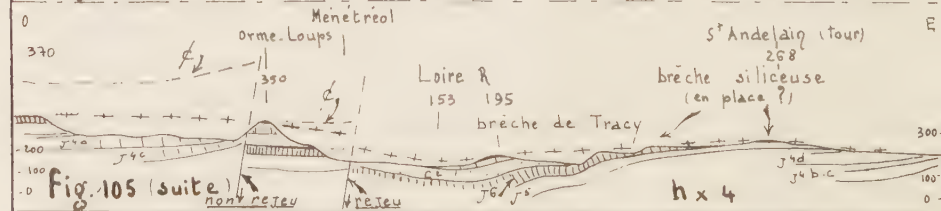
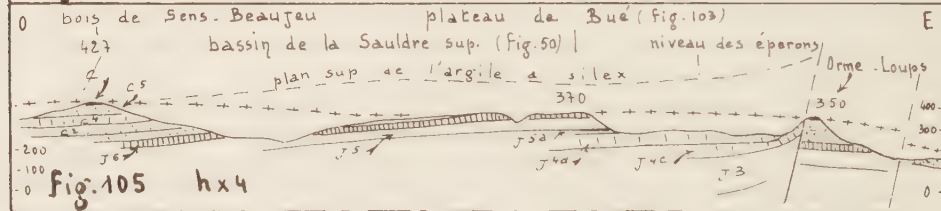
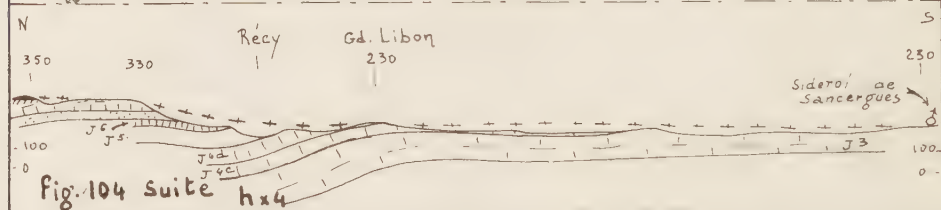
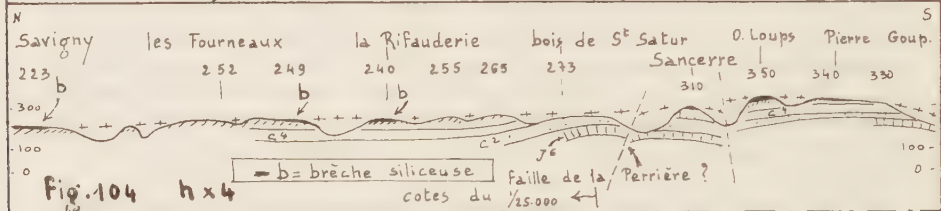
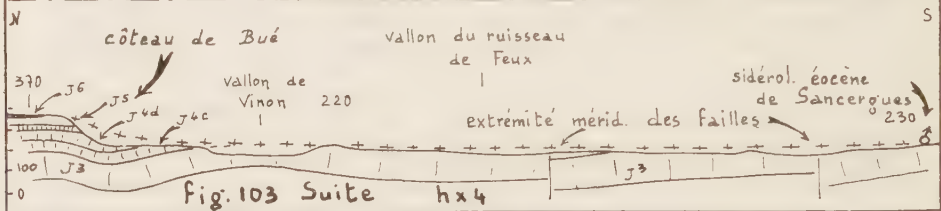
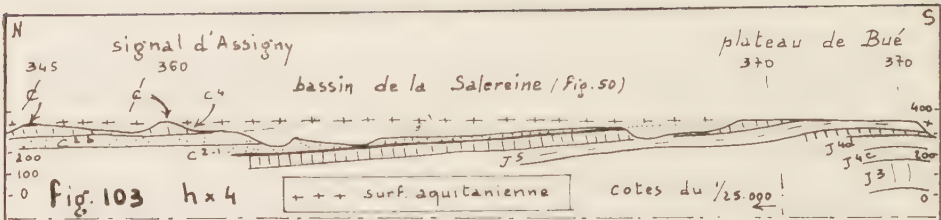
mule pas que les preuves manquent sur bien des points et c'est précisément le poids de ces analogies qui est destiné à emporter la conviction, d'où le report de l'étude de Sancerre à la fin de l'ouvrage.

Deux problèmes ont retenu l'attention, outre celui que pose l'évolution quaternaire des formes : l'existence du « niveau des éperons », emboîté par inversion de relief à l'arrière des buttes crétaées, et l'évolution des escarpements de failles. Celui-ci n'est pas le pire.

On sait que la côte sancerroise comme celle de la Puisaye ont été attribuées à un bombement anticlinal affectant la surface aquitanienne, avec contre-pente au sud et retouche par l'érosion (2^e partie de cet ouvrage). Le phénomène est attesté à l'ouest par les buttes de Gron, masse de Crétacé en place déprimée de 120 mètres par rapport au gros de la formation; il l'est aussi à l'est grâce à de nombreux dépôts de sable crétacé respectés par l'aplanissement aquitanien et qui mettent en valeur le gauchissement subi ultérieurement par ce dernier. Il en est de même à Sancerre, mais le caractère exacerbé de la tectonique exige quelque circonspection dans l'analyse.

A l'est de la Sauldre la surface aquitanienne n'est conservée que sur d'étroites arêtes terminées en cuesta effilée : Fait des Marnes ou Signal d'Assigny (360 m); Montagne des Marnes au-dessus de Menetou-Ratel (375 m). On voit dans la direction du S.-E. la plate-forme s'élever progressivement par bonds souples soulignés par des flexures qui séparent des paliers en pente plus faible; en même temps on voit l'aplanissement mordre de plus en plus profondément dans le manteau d'argile à silex, le détruire et pénétrer au sein du Crétacé moyen; puis il disparaît. Nous proposons de le retrouver en surface du plateau jurassique qui, à 370 m, domine Sancerre.

La figure 103 montre que l'idée n'a rien d'inacceptable d'autant plus qu'elle reproduit exactement la situation analysée déjà en Puisaye (fig. 53). De part et d'autre de la Loire on voit donc la surface aquitanienne abandonner vers le sud le contact avec les éléments de topographie éogène et retrouver bientôt l'infra-crétacée taillée dans le calcaire jurassique. La responsabilité en revient ici à la faille de Sancerre qui, comme toutes ses semblables du Nivernais, de Limagne, de Bourgogne... a joué de toute évidence à l'Oligocène supérieur. Son nivellement, aussi parfait ici qu'ailleurs, a provoqué la disparition des parties hautes du bloc soulevé formées d'assises meubles. A la même époque, et de la même façon, les failles de Cosne, suite de la flexure de Puisaye (chap. C5) ont été nivelées. Du même coup se sont trouvés étalés sur la nouvelle surface les débris du cordon littoral sénonien auxquels se sont ajoutées des chailles sommairement roulées, libérées par la destruction des escarpements de failles les plus occidentaux du Nivernais (chap. D 12). Cet ensemble hétéroclite, fort mal compris à notre avis par P. Jodol, a donné naissance à la légende du fleuve torrentiel ludien (e³); d'où l'importance pour



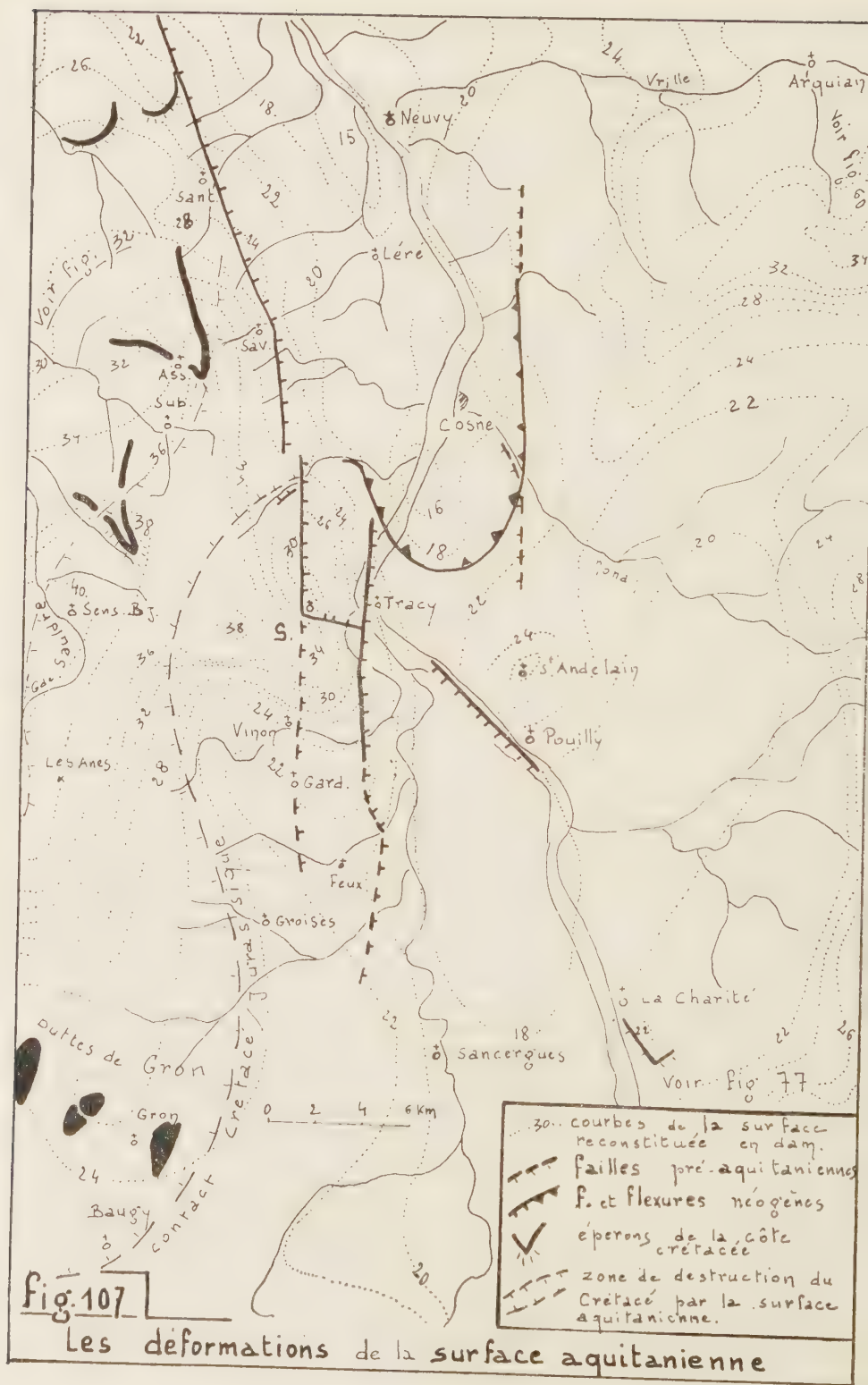
Interprétation des collines de Sancerre

notre démonstration des longs chapitres C5.. destinés à ruiner une théorie sur laquelle nombre de géographes parmi les meilleurs ont édifié des constructions erronées.

Il en résulte que, dans le couloir ligérien, nous placerons la surface aquitanienne à même les formations éocènes, lacustre ludien de Bannay ou brèche siliceuse de Sancerre, cette dernière mal datée mais presque certainement antérieure au lacustre sous lequel P. Lemoine et P. Jodot (1941-2) l'ont vu passer autour de Cosne. Au milieu du Tertiaire, tous les accidents sancerrois sont nivelés, comme l'ont été ceux du Nivernais et de Bourgogne; rien n'a échappé à la puissance de l'aplanissement aquitanien; quant aux débris siliceux de St-Andelain et Champ-Jacquot ils témoignent eux aussi de la dispersion des assises crétacées au voisinage des failles.

Près de Sancergues le prolongement de la double faille est nivelé et les pisolithes de fer qui jonchent les champs attestent que dans cette région, débarrassée d'éléments crétacés depuis l'Eocène, l'aplanissement aquitanien a dû s'exercer au sein du calcaire jurassique. Entre Feux et Gardefort les bois du Grand Libon masquent des débris crétacés (dragées albiennes, sable de type marin), mais aussi des concrétions ferrugineuses et des grès éocènes, et le tout a servi à nourrir au Quaternaire le remblaiement des vallons secs qui descendent vers Feux. Il paraît donc raisonnable de penser que la partie haute du Grand Libon a été intégrée à l'aplanissement fini-oligocène. D'ailleurs autour de Gardefort les buttes sont à la même altitude de part et d'autre de la faille. Or nous ne sommes plus qu'à 220 m (ou un peu plus si, comme je le crois, les minutes au 1/40.000 sont ici inexactes). Depuis les 370 m qui dominent Bué, la chute est évidente et la réalité de la flexure suffisamment démontrée pour qu'on nous accorde une certaine marge d'incertitude dans la reconstitution de l'aplanissement (fig. 103). L'analogie avec la Puisaye reste toujours parfaite. Une coupe N.-S. menée par le chapelet des buttes crétacées, à l'est de la faille, montre exactement la même disposition et fait en outre apparaître un certain nombre de fractures transversales qui expliquent le tronçonnement ultérieur (fig. 104).

Mais des profils menés dans le sens O.E. révèlent une situation plus paradoxale (fig. 105). L'Orme au Loup est à 350 m. Compte tenu du mouvement synclinal qui s'amorce vers la gouttière actuelle de la Loire il nous paraît légitime d'estimer que l'aplanissement aquitanien du plateau de Bué se retrouve à son sommet; autrement dit, malgré l'intensité des gauchissements néogènes, la faille de Sancerre n'a pas rejoué, du moins à cet endroit. Par contre, vers le nord, à Sainte-Gemme, Savigny, Santranges même, il n'est plus possible de réaliser le même dessin; l'éperon crétacé de la cuesta d'Assigny s'approche trop près de la faille et domine trop la brèche siliceuse affaissée pour qu'on puisse douter d'un jeu important de la cassure (fig. 106). C'est peu au nord de Sancerre que, sur la foi de nombreuses coupes, on peut placer le point où la déchirure s'amorce. On voit également que la deuxième faille, celle de Méné-



tréol, est la vraie responsable ici des pittoresques reliefs qui dominent la Loire. Seulement il n'est pas certain du tout qu'à l'Oligocène elle se soit prolongée si loin au nord. Or actuellement on la suit au moins jusqu'à Bannay dont elle déprime le lacustre de 80 mètres au pied des brèches siliceuses de La Rifauderie.

La figure 107 résume tout cela. Le point le plus curieux est l'interprétation qu'elle donne du golfe de Champagne Berrichonne qui s'insinue vers Bué entre le plateau jurassique et les buttes de Sancerre. Bien que fortement recreusé par l'érosion, cet appendice ne peut avoir qu'une origine tectonique ; à la jointure de ces lignes structurales si complexes la surface aquitanaïenne a été pincée en synclinal entre des blocs dont les contours ne doivent pas grand chose à la direction des accidents oligocènes. Mais fait curieux, si l'on s'essaie à cartographier les fines discordances qui ont marqué à cet endroit l'histoire de la sédimentation crétacée, par exemple la ligne au-delà de laquelle l'Albien inférieur (c¹) a détruit le Barrémien (c,,) pour reposer sur le calcaire à Spatangues (c iv), ou celle qui voit sous le Sénonien décalcifié disparaître les marnes à huitres du Cénomanién, chaque fois on obtient un tracé S.E.-N.O. parallèle à celui du golfe néogène de Bué, et qui ne redevient méridien qu'au nord de Menetou-Ratel.

D'une manière générale la ligne directrice des deux bombements du Sancerrois et de la Puisaye épouse le tracé S.O.-N.E. de la « flexure continentale » du Crétacé inférieur, de sorte que la tectonique néogène semble avoir retrouvé plutôt les lignes de force pré-tertiaires que celles de la crise oligocène, pourtant la plus spectaculaire. Néanmoins celle-ci commande le décrochement vers Cosnes des deux bourrelets (la Puisaye est plus élevée en latitude) et l'incurvation de la gouttière de Cosne, aux rejeux très tardifs comme nous allons le voir, mais qui s'amorçait à l'Eocène (dépôts lacustres). On ne peut que constater toute cette imbrication de tendances, mais non l'expliquer ; la cause gît en profondeur, bien cachée, car les cartes gravimétriques sont presque muets à ce sujet.

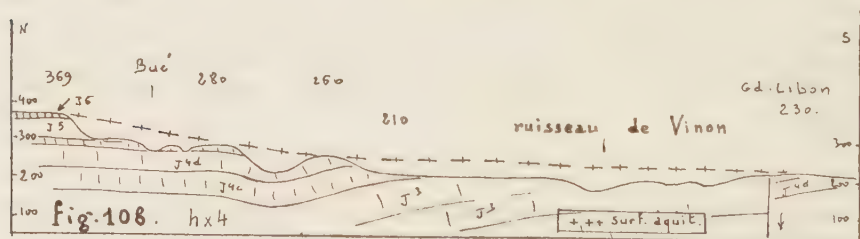
*
* *

Le problème du « niveau des éperons » est plus épineux car il est presque unique dans le Bassin de Paris méridional. A l'ouest de Sancerre il y a pure et franche inversion de relief aux dépens des marnes kiméridgiennes et du calcaire séquanien. Quand et à partir d'où s'est faufilée l'érosion ?

On sait qu'au Miocène le relèvement du massif sancerrois a provoqué son éventration et le façonnement d'amples bassins le long des deux Sauldre ainsi que de glaciais d'érosion (pédiments) au front de la cuesta (chap. B 223, B 32 et C 43). Comme les éperons de Sancerre se soudent à la masse jurassique par des concavités bien dessinées, d'ailleurs exagérées par le recoupement des versants des vallons secs, on peut penser que leur dégagement date de la même période et est consécutif au gauchissement burdigalien de l'ensemble. Mais il s'agit ici de calcaire sain et non plus de sable. Observons toutefois qu'en direction du nord l'emboîtement du niveau par rapport à la dalle des brèches

siliceuses diminue très rapidement. Avant même qu'on n'atteigne la Belaine il est réduit à peu de choses ; autour de Sainte-Gemme la faille est chevauchée par un niveau d'érosion qui s'adosse à l'ouest au socle jurassique supportant la cuesta d'Assigny ; or il semble bien, quand on examine avec soin le 1/25.000 (feuille Léré) que ce niveau ne soit rien d'autre que le prolongement au nord de celui qui nous intrigue tant à Sancerre. Autrement dit, après le rejeu néogène de la faille, le recul de l'escarpement a laissé se développer un glacis qui s'est prolongé en couloir vers le sud derrière le rebord de la dalle siliceuse. Car de Sancerre à Santranges l'unité du couloir paraît bien réelle : emboîté dans le jurassique au sud, il se développe à partir de Savigny dans le Crétacé inférieur où il est fort dégradé. Des anomalies existent néanmoins qui rendent l'analyse bien aléatoire ; la plus sérieuse est un affaissement brutal et d'ailleurs temporaire qui affecte le couloir quand on franchit vers le nord la Belaine ; on y verra, faute de mieux, l'action d'une faille transversale tardive justifiant précisément la percée de la petite rivière.

Quoi qu'il en soit il reste à déterminer le niveau de base qui a commandé cette évolution. Vers Santranges ou Savigny le glacis adossé à la cuesta crétacée nivelle la faille à 230 m ; il semble déformé en direction de l'est (fig. 106). Plus on se déplace vers le sud et moins on peut croire que le corridor qui s'élève à 280 m près de Sancerre a pu être contemporain d'une Loire coulant à l'est des buttes, car les traces d'alluvions les plus anciennes qui encadrent le fleuve n'y dépassent pas 200 m. L'idée d'un jeu récent de la faille Ménétréol-Bannay, soulevant tout le bloc oriental du Sancerrois, donc le niveau des éperons avec lui, paraît la seule solution raisonnable. On peut même se demander si la plateforme qui porte Verdigny, Chambre... n'a pas été directement dégagée à la faveur des brèches d'origine structurale qui encadrent la butte de Sancerre. Un relèvement tardif de tout le flanc ouest du fossé de la Loire n'en serait alors que plus évident.



Observons maintenant les éperons méridionaux qui encadrent Bué. La figure 108 montre qu'ils se rattachent au type déjà étudié devant Humbligny (chap. C 41 et fig. 40). Il semble bien qu'ils ont été dégagés aux dépens d'une surface gauche formée par l'aquitaine ployée, de sorte que les deux croupes allongées 280 et 260, qui sont si nettes dans le paysage, sont définies en position et en altitude par des raisons qui n'ont rien de cyclique.

En résumé on se trouve en face de deux types de formes qualifiées d'« éperons » qui ourlent le rebord du massif sancerrois là où son socle jurassique est suffisamment mis en valeur ; vers Bué

on voit ceux du flanc sud passer progressivement à ceux du flanc est ; or nous sommes tenté de ne pas les expliquer de la même manière. Là est le paradoxe irritant de ces singuliers replats. Il semble qu'un curieux phénomène de convergence ait fini par créer des aspects semblables à partir de conditions différentes. En réalité on remarque que le vrai niveau d'érosion, celui du flanc est, est lié au rejeu néogène de la faille de Sancerre. Là où la surface aquitaine a été simplement tordue sans création d'escarpement tectonique, elle a été beaucoup mieux respectée. Mais tout cela s'expliquerait plus aisément si l'on supposait que l'évolution s'est faite avant la fin des gauchissements.

Or c'est précisément à une conclusion semblable que nous avait amené l'étude du bassin miocène de Vailly (chap. C 43). Alors que celui d'Henrichemont peut toujours être raccordé topographiquement avec la nappe des cailloutis qu'il a projetés autour de Lamotte, celui de Vailly paraît suspendu d'une cinquantaine de mètres au-dessus de la Sologne (comparer les figures 25 et 50). On voit que, par quelque extrémité qu'on aborde cette partie orientale du massif, on est toujours ramené devant la même évidence : à l'est de la Pte Sauldre les mouvements néogènes se sont prolongés plus tardivement qu'à l'ouest.

*
**

Le découpage des éperons aux dépens des replats est un fait quaternaire. Tout dans leur modelé porte la livrée périglaciaire qui ne contribue pas peu à l'élégance des formes. Les lignes sont toujours d'une grande pureté, les concavités et les convexités intimement fondues, et l'extrémité des éperons semblable à celle d'un doigt, harmonieusement soudée aux versants des vallons secs qui confluent à leur pied. Nul endroit n'est plus propice à l'étude du comportement spécifique de chaque horizon jurassique ; aussi avons-nous tenté d'expérimenter l'action du froid sur un certain nombre de fragments prélevés en carrière et baignant dans l'eau jusqu'au tiers inférieur (1).

Huit à dix jours ont suffi, au rythme de deux passages au réfrigérateur par jour pour que la compétition entre les différents spécimens soit déjà concluante. Le calcaire tendre et crayeux du Séquanien supérieur a gagné largement la palme de la sensibilité ; dès la deuxième opération le petit bloc se fendait dans sa longueur ; bientôt une cassure en croix est apparue, puis par recoupements successifs le tout s'est trouvé débité en fragments assez ronds, de plus en plus petits (noisette, petit-pois...) absolument semblables à ce qu'on trouve dans les grèzes si abondantes à ce niveau, mêlés à une certaine quantité de poudre

(1) J. Tricart (CRAcSC 1954 ; Biuletyn Periglacialny 1956, n° 4, p. 285-318) et J. Masseport (1959) ont décrit des expériences analogues de solifluction et gélifraction. A notre avis, pour cette dernière, l'emploi de basses températures n'est pas indispensable ; ce qui compte ce sont les alternances gel-dégel. Par contre dans la nature, seul un froid vif est capable d'affecter la roche à plusieurs mètres sous le sol (outre l'apparition des fentes en coin qui constitue un problème d'un autre ordre).

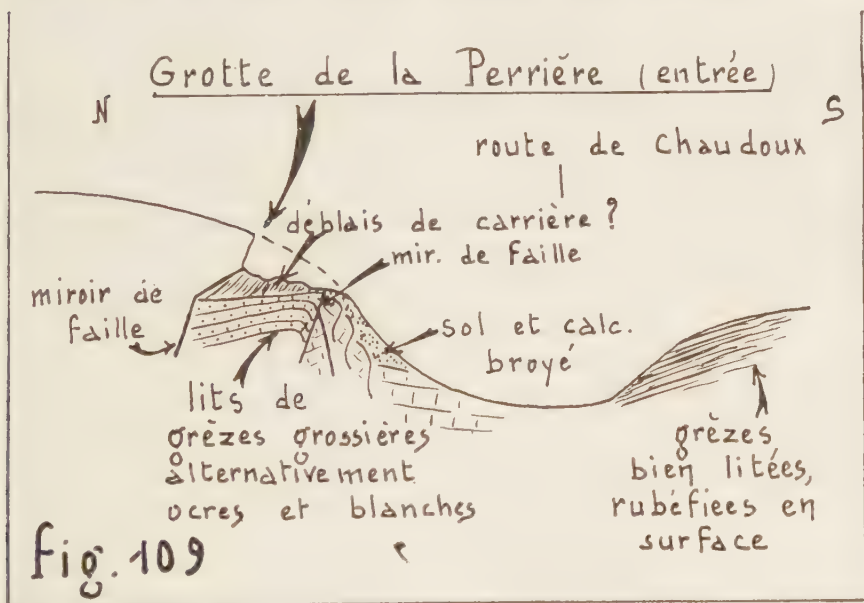
calcaire. Le Portlandien lithographique a réagi avec du retard en donnant des écailles assez plates et très anguleuses prélevées à la périphérie, de sorte que le bloc a longtemps fait bonne figure ; la poudre était nettement moins abondante. Une plaquette de calcaire kiméridgien inférieur (j^{5a}), dure et sonore, s'est fragmentée avec encore moins de bonne grâce, mais le plus réticent fut un calcaire marneux du kiméridgien (j⁵) ; à la fin de l'opération on l'eût pu croire intact n'eussent été quelques menus éclats minces et anguleux de 3 à 8 mm dissimulés dans l'eau à la base du bloc. Dissous dans l'acide un fragment semblable libère une assez faible quantité d'argile, beaucoup de sablon (10 à 50 microns, jamais 200), beaucoup d'organismes siliceux minuscules, et surtout un étonnant fouillis d'« aiguilles » de silice translucides, de 100 à 200 microns, enchevêtrées comme de la laine de verre. C'est ce « tissu » qui, probablement, assure la cohésion du tout et paralyse la gélifraction.

Or dans la nature, il est évident que les plus belles grèzes, les plus épaisses du Berry (jusqu'à 8 mètres) sont liées au Séquanien crayeux, toujours blotties au flanc est, sud-est ou nord-est des éperons, ce qui par parenthèse montre l'origine occidentale des vents dominants, car il est probable que l'étalement des feuillets de grèze s'est effectué sur le dos d'une congère de neige en voie de fusion. Sous Bué, un long glacis en pente faible descend jusqu'au ruisseau de Vinon (fig. 108), taillé dans un Séquanien particulièrement tendre ; il est couvert d'une épaisse masse cryoturbée dans laquelle des poches de sol ont été introduites à plus de deux mètres de profondeur et étirées vers l'aval. Il paraît probable que ce glacis a été modelé par des processus purement périglaciaires, au point qu'on se risquera à parler d'équiplanation comme J. Tricart l'a fait en Champagne occidentale.

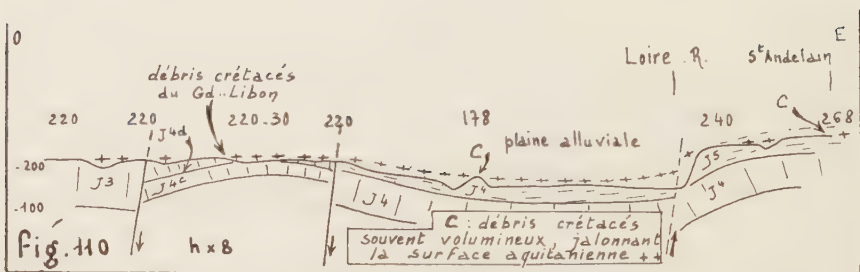
Le Portlandien compact donne aussi des grèzes, mais moins abondantes, et les formes gardent plus de fermeté qu'on n'en trouve dans le domaine séquanien ; c'est le cas des petits éperons qui frangent le flanc est de la butte de Sancerre, posés curieusement comme des doigts sur la plaine alluviale. Les dalles du Kiméridgien inférieur coiffent la plupart des éperons séquistiens ; elles paraissent les protéger de la cryoturbation et livrent dans les champs une abondante pierraille aux éclats anguleux et sonores, de la taille d'une main, que les vigneron ont dû récolter et accumuler en énormes pierriers ; on en retrouve plus bas des blocs non fissurés au sein des grèzes, de sorte que la différence de comportement des deux types de roches devant le gel est manifeste. Enfin les cirques de « vans » si caractéristiques des têtes de vallons secs s'ouvrent tous dans le Kiméridgien marneux coupé de bancs calcaires du type analysé plus haut. On a déjà décrit des formes semblables devant Humbligny (chap. C 143). Partout l'aspect lisse et la raideur des parois frappe l'observateur. On peut soupçonner que la roche, rebelle à la gélifraction n'en est pas moins sensible au ruissellement en nappe quand elle est très imbibée d'eau de fonte. L'orientation à l'est des principaux vans incrustés au pied du haut plateau de Bué a dû provoquer, pendant les crises froides et venteuses du Quaternaire une suralimentation neigeuse et la formation de véri-

tables petits « névés » saisonniers favorisant le processus invoqué ici.

On regretterait de quitter Sancerre en omettant de signaler une curieuse structure relevée à l'ouest de Fontenay, au flanc d'un vallon sec. Le vignoble du clos de La Perrière domine l'ouverture d'une ancienne carrière souterraine convertie en cave. Or l'entrée de cette « grotte » montre le dispositif qu'on a tenté de reproduire ici (fig. 109). La déformation des strates suffirait à suggérer la double dislocation ; les miroirs de faille sont très nets, luisants et nullement l'œuvre de la pioche. Le petit fossé tectonique contient des lits de calcaire broyé par le gel, tantôt grossier, tantôt plus fin, les uns blancs les autres colorés en ocre clair à la manière des grèzes et c'est bien effectivement à un paquet effondré de cette formation que l'on songe. Le ploïement de l'extrémité des lits, qu'on ne peut guère expliquer par l'action d'un simple tassement, est le fait qui donne le plus à réfléchir.



Dans le prolongement de ce singulier compartiment le flanc du vallon est affecté d'une légère inflexion qui en altère la pureté et décèle la présence de matériel peu consistant ; le fossé se continue donc là où aucune exploitation n'a jamais existé. D'ailleurs des trous permettent d'y reconnaître le miroir de faille nord, très onduleux, appuyé à des grèzes grossières rebroussées. Plus loin, dans la même direction SE, on rencontre aux portes de Fontenay une autre carrière où l'on croit voir des choses analogues : des diaclases avec surfaces polies contiennent des fragments calcaires gélifractés puis écrasés. La ligne de fracture que l'on suit passe donc par le col de Saint-Satur ; elle appartient à ces dislocations transversales déjà signalées (fig. 104), sans doute assez anciennes, quoique postérieures aux grandes failles NS, et c'est de toute façon de leur rejeu tardif qu'il est question ici. Enfin, toujours dans le même axe, on parvient à ce versant si raide qui borde la Loire sous Saint-Andelain, à l'aval de Pouilly, et qui ne peut être dû qu'à une cassure NO-SE puisque le Kiméridgien qui n'a que 50 mètres paraît



composer entièrement un versant de 80 mètres et se retrouve encore presque intact sous le lit de la Loire (fig. 110).

J'ai vainement tenté de décèler l'influence d'une faille récente dans le profil en long du vallon des Loges qui descend de Saint-Andelain. Il est vrai qu'on n'y trouve que des formes liées aux basses terrasses de la Loire. Or si l'on examine la carrière de La Perrière on voit bien que l'approfondissement du vallon et le façonnement de ses parois sont postérieurs à la descente du paquet de vieilles grèzes à laquelle une ou deux crises froides ont succédé. Je n'ignore pas à quel point des déblais de carrière peuvent induire en erreur un observateur, même exercé. Mais M. Birot qui a vu les lieux incline à penser comme moi. S'il en est ainsi, et sauf lourde erreur de ma part, on tiendrait ici la preuve que la tectonique sancerroise n'était pas éteinte au Quaternaire ancien. Nous n'en demandons pas tant en proposant des mouvements tardifs locaux au cours de ce chapitre.

E 13 Les origines du fleuve

En dépit de l'obscurité qui entoure le « niveau des éperons » sancerrois nous sommes néanmoins en possession de quelques faits précis. La Loire est fille des sables du Bourbonnais; elle est entrée avec eux dans le Bassin de Paris et il a fallu pour cela que des mouvements tectoniques l'expulsent de la cuvette de Decize pour lui faire briser la résistance du seuil nivernais. Ces mouvements, le Mont Givre nous apprend qu'ils ont continué jusqu'à une époque relativement récente puisque des sables ligériens à matériel volcanique (peu abondant il est vrai) ont été portés à 300 m. Or, plus au nord, nous savons qu'il est impossible qu'ils se soient élevés à plus de 220 m de sorte que la longue trainée sableuse (retouchée en terrasse de 30 mètres) qui accompagne le plateau de rive gauche entre Loire et Vauvise jusqu'aux portes de Cosne ne devait pas avoir une extension bien différente de celle qu'elle présente actuellement. Toutefois sur la rive droite il existe des placages alluviaux assez énigmatiques où la part du Crétacé (sable albien et silex) augmente vers le nord, et il est probable que les « terrasses » des ruisseaux nivernais que figure la carte à Garchy, Vielmanay, Sainte-Colombe, sont dues à des remaniements de matériel ligérien. Mais encore une fois rien ne peut être déduit de l'altitude actuelle de ces lambeaux, que des gauchissements tardifs du bloc nivernais ont entraînés avec eux.

Les sables granitiques de la Sologne occidentale se sont épanchés dès le Burdigalien puisque les faluns du Blésois les ravinent. Ils proviennent du fossé de Montluçon et du Boischaut. Ceux du Bourbonnais dont l'origine pétrographique est la même ont-ils progressé à la même époque? Si oui, la Sologne orientale a été nourrie au Burdigalien à partir du couloir Cosne-Gien. Sinon, il faut imaginer des bassins fermés d'origine tectonique, l'un en Bourbonnais du nord, l'autre, plus tard, bloqué contre le bourrelet sancerrois en voie de soulèvement. On admet généralement à la suite de G. Denizot que le premier fleuve ligérien qui ait pénétré en Sologne par Cosne attendit pour cela la régression falunienne (Helvétien final : m³⁰) et que son embouchure se trouvait alors vers Blois, progressant au fur et à mesure vers l'ouest. Cela implique la deuxième solution. Or l'existence d'un bassin fermé exige un certain contexte climatique que précisément fournit le Burdigalien supérieur dont nous connaissons le caractère subaride (chap. B4). Seulement à l'Helvétien, G. Lecoindre (1947 p. 138 et 145) nous décrit avec beaucoup de précision une faune et une flore qui évoquent un climat plus chaud et surtout plus humide que notre méditerranéen actuel, du type de celui des Canaries ou de la presqu'île californienne. On est donc loin de l'aridité requise.

On peut croire néanmoins qu'à une époque précoce de l'épandage des sables bourbonnais quelque chose comme un bassin fermé a occupé

la partie nord du couloir berrichon, au pied des reliefs du Sancerrois et de la Puisaye. En cherchant à démontrer la réalité du bombement je me suis attaché à prospector les anciennes tuileries dans l'espoir d'y découvrir des poches de Crétacé inférieur en place comme dans l'est de la Puisaye. Or dans une exploitation abandonnée depuis 40 ans près de Gardefort, j'ai effectivement récolté une argile de teinte assez claire mais qui n'a rien de Crétacé, d'ailleurs chargée d'un peu de gros sable granitique et de quelques feldspaths très décomposés. Lavée, elle gonfle et foisonne et présente un toucher onctueux assez différent de la sensation que laisse la kaolinite, minéral habituel des sables feldspathiques altérés ; on songe aussitôt à une montmorillonite (il existe d'ailleurs un ancien moulin à foulon près de Groises) et l'analyse thermique, effectuée à l'Institut de Géologie de Rennes a confirmé la prépondérance de cet élément. Or la montmorillonite est considérée comme un dépôt typique de bassin fermé sous climat chaud et sec.

Mais l'existence d'un phénomène « lacustre » n'implique pas l'absence complète d'exutoire. Rien n'interdit de croire que le couloir de Cosne ait été pendant ce temps le lieu de passage d'un effluent au moins périodique. Le « lac » en tout cas a pu servir de niveau de base temporaire pour le façonnement du « piédestal » sancerrois et on se plaît à croire que le « niveau des éperons » s'est dessiné à ce moment, et notamment tel replat 250 blotti au flanc ouest de La Pierre Goupillière et qui à lui tout seul est plus embarrassant que tous les autres. Mais l'altitude de ce niveau (280-260) implique évidemment une reprise du soulèvement comme il a été dit plus haut. G. Denizot, habituellement si précis, fait une très brève allusion à des sables granitiques situés vers 240 m sur le massif de Saint-Andelain alors qu'autour de Cosne ils ne dépassent pas 200 m (1927 p. 464). Parle-t-il par ouï-dire ? Je n'ai vu là-haut que du matériel crétacé et il est vrai, des cailloutis de type ligérien mais dont je ne suis pas sûr qu'ils n'aient été apportés pour l'empierrage des sentiers du vignoble. Fâcheuse lacune, car l'analogie avec le Mont Givre eût été démontrée ; or on sait que, côté Loire, le massif est bordé par un escarpement de faille d'une exceptionnelle fraîcheur.

Pourquoi G. Denizot dont l'ouvrage est jusqu'à maintenant la pierre angulaire de tous les travaux consacrés à la Loire solognote, pourquoi cet observateur minutieux croit-il à l'existence d'un fleuve pré-ligérien entré à l'Helvétien supérieur seulement (m^{3c}) dans le couloir de Cosne ? Reprenons ses arguments.

Le sable de Sologne est coiffé entre Beuvron et Cosson d'une nappe de silex et de quartz qui représente pour G. Denizot l'épisode final du comblement burdigalien (m^{2c}). Nous l'avons suivi, non sans hésitation, parce que la monotonie pétrographique du cortège caillouteux est incompatible avec l'idée d'une alluvion ligérienne quelconque. Cette nappe est pour nous la preuve d'un soulèvement burdigalien du Sancerrois car ses éléments proviennent des bassins des deux Sauldre (chap. B 222 et 223). A l'époque, l'épannage des sables se faisait encore en direction de la région parisienne (sables de Lozère) et l'on retrouve effectivement la même

formation au sommet des buttes de la Forêt d'Orléans. Par ailleurs, dans la partie tourangelles que traverse la Loire, et particulièrement sur la rive droite jusqu'au Loir, G. Denizot a décelé l'existence de faciès sableux (sable granitique grossier) associés à des quartz de 2 à 3 cm au mieux et qui coiffent les gisements les plus profonds du falun. De même au sud de Blois, près Contres, il est possible, mais non certain, que le faciès supérieur marneux du falun en contienne (voir chapitre B 53). D'où il résulte pour G. Denizot qu'un fleuve a apporté dans le golfe falunien ces éléments, libérés depuis par la décalcification du sédiment, et qui donnent une idée de l'ampleur de l'estuaire. Il n'y a pas de raison de mettre en doute la réalité des faits; il faut remarquer toutefois que le matériel est presque sûrement du sable caillouteux de Sologne (m^{2c}) remanié par la mer. Il ne prouve pas forcément un apport fluvial helvétique, admissible néanmoins.

A l'amont de Blois l'auteur retrouve la trace du fleuve tributaire du golfe; c'est une trainée alluviale qui sous-tend l'arc de la Loire, la traverse à l'aval de Gien puis remonte le couloir sur les deux rives; on la suit jusqu'à Cosne où elle se soude fort bien aux sables du Bourbonnais. En outre, au nord de Gien, entre Loire et Loing, des sables feldspathiques épousent le relèvement du plateau et représentent l'extrémité la plus orientale du groupe de Sologne. Ainsi le fleuve pré-ligérien, emboîté dans la formation solognote, est-il plus récent qu'elle et de fait, entre Blois et Gien, souvent ses dépôts s'encaissent en contre-bas des cailloutis culminants m^{2c}. Mais le matériel est présenté cette fois comme plus grossier qu'à l'ouest, avec éléments nivernais typiques et blocs de silex ou de brèches pouvant atteindre 20 cm; et si à l'ouest de Blois le cailloutis domine l'étiage de la Loire d'une cinquantaine de mètres, on le voit à l'est vers Gien s'approcher parfois à 10 mètres de la plaine alluviale. Enfin l'alluvion ne contient pas d'éléments volcaniques ce qui exclut l'hypothèse de Chaput selon lequel la nappe caillouteuse n'est qu'une terrasse alluviale quaternaire de la Loire.

A tout ce faisceau d'arguments grâce auxquels on paraît bien tenir les traces évidentes d'un fleuve pré-ligérien (m^{3c}) nous nous voyons obligé d'opposer de graves objections. Il n'est pas sûr que de part et d'autre de Blois G. Denizot ait bien suivi la même formation. Ceci n'est pas pour nier qu'un fleuve helvétique ait emprunté le cours qu'on nous propose et qu'il ait pu semer sur son passage des roches d'origine lointaine, mais les dépôts qu'on nous présente n'ont rien à voir avec cet ancêtre de la Loire: de Blois à Gien c'est bien une trainée alluviale quaternaire, une terrasse, qui a été décrite comme alluvion miocène. Nous reviendrons sur ce point lors de l'étude de ces dernières mais disons tout de suite que le calibre des alluvions est incompatible avec l'idée qu'on peut se faire d'un fleuve tropical de climat humide, proche de son estuaire. Sur le haut Cosson, à l'est de Marcilly, la nappe épaisse qu'on voit raviner le sable de Sologne privé de cailloux est très riche en éléments volumineux; le centile y dépasse la taille du poing et des

de sable à silex qui s'épaissit curieusement vers l'ouest aux approches du minuscule ruisseau de Courcelles. Il attribue ce fait à un mouvement contemporain de la cassure de Briare-Châtillon, déplacement qui aurait joué un rôle important dans le déversement du fleuve vers le golfe falunien, et B. Bomer (1952) a repris l'argument.

Or dans le vallon de Courcelles, route de Santranges, existe encore une belle exploitation : 8 mètres de front au moins, sur lesquels on peut à loisir observer tous détails de structure liés au gel, avec microfailles, poches de solifluction et fentes en coin, le tout enfoui sous de nouveaux lits à stratification violemment entrecroisée ; les silex présentent de fort belles traces d'éolisation et cette patine noire qui les assimile par plus d'un trait à ceux de Lamotte Beuvron (chap. B 222) ; enfin beaucoup de lits sableux ont cette consistance de sciure, cette absence de cohésion qui caractérisent un sable vanné par éolisation puis ruisselé et, si les Ronds-Mats y sont rares, le dégrossissage des grains devenus subronds, un début de matité aussi parfois, confirment l'impression donnée par la main quand elle s'enfonce avec facilité dans le sable en place. G. Denizot insiste sur l'épaississement brusque des sables le long d'une bande étroite S.N. Loin d'être l'effet d'une cassure on y pourrait voir plutôt la trace d'un vallon fossilisé au Quaternaire et dont la rivière de Châtillon n'a pas exactement retrouvé le cours. Bref, le cas est absolument semblable à celui de Châtillon-Coligny où nous avons reconnu (chap. C 53) une vallée fossile du Loing remplie de sables en tout point semblables à ceux qui viennent d'être décrits.

Nous croyons par conséquent qu'au début du Quaternaire le couloir Cosne-Gien était garni de sable de Sologne et dominé par les pentes du massif sancerrois où les silex abondent (il y a d'ailleurs du matériel sableux d'origine albiennaise dans le sable de Châtillon, dragées de quartz comprises). A Châtillon, un affluent de la Loire s'est encaissé dans le plateau crétaé sous le sable miocène, et la première crise froide, caractérisée par un intense ruissellement sur tîale lors des périodes de dégel et par une éolisation modérée, a provoqué un remblaiement total du vallon en mobilisant le sable du plateau. Tout cela a déjà été décrit dans le bassin du Loing.

Ainsi du sable de Sologne devait exister dans le couloir Cosne-Gien, depuis le début du Miocène, avant que d'être affecté par le jeu de la grande faille de Savigny-Santranges. Plus au nord, ce que la carte (feuille Gien 2^e édition) considère de même comme une alluvion pré-ligérienne (m^{3c}) inscrite en contre-bas des sables solognots du plateau de rive droite (m²) n'est sans doute que la base du matériel des terrasses quaternaires (voir chap. E 22). Or l'ensemble de cette trainée « helvétique » dont nous nions l'unité et l'âge, paraît prolonger au nord de Cosne l'expansion berrichonne des sables du Bourbonnais, considérés pour cela comme plus récents que ceux de Sologne. On voit que l'argument d'un prétendu emboîtement des uns par rapport aux autres, donc d'un âge différent, tombe.

*
**

Pour comprendre la grande boucle décrite par la Loire de Cosne à Blois, il faut partir de la surface aquitanienne qui a nivelé tous les accidents et en particulier les failles de Sancerre-Cosne. Au début du Miocène, quand se dessinent les gauchissements qui créeront les reliefs actuels et que le manteau d'altération pédologique des socles méridionaux se met en marche (chap. B4), l'intu-

mescence du Sancerrois s'esquisse, de même que plus au sud celle de la Forêt du Tronçais, de sorte que la nappe se trouve partagée en deux « courants ». Celui de l'ouest, venu du Boischaut et de Montluçon pénètre dans la cuvette de subsidence soglnotte à l'ouest de Vierzon et se rabat vers le nord ; il est connu de tout le monde. Celui de l'est chemine par l'axe de la future Loire, pénètre dans le couloir de Cosne que limite à l'est le bloc de Puisaye épargné par le « flot ». Il envahit plus au nord tout le bassin du Loing mais dès la latitude de Briare les deux nappes se sont fondues, enserrant le massif sancerrois comme une île. En même temps la faille de Sancerre se redéchire, s'agrandit vers le nord et l'escarpement qui domine le courant oriental lui livre en abondance silex et sables crétacés.

Ce passage oriental des sables granitiques est en général méconnu ; A. Vatan (1947 b) et B. Bomer (1952) l'ont nié, s'appuyant d'ailleurs simplement sur G. Denizot. Pourtant cet auteur ne s'est pas avancé aussi loin, à beaucoup près ; il a même cartographié le contraire (1927 Pl. II) ; simplement, il a déclaré ne pouvoir prouver une alimentation de la Sologne par Gien (p. 389-90). Or nous croyons bien avoir montré (chap. C5) que dans le bassin du Loing une nappe de sables feldspathiques s'est épandue, en tout point semblable à celle de Sologne ; que ce sable n'est pas éocène, comme on l'a cru et cartographié à cause des malencontreux galets de la formation dite à chailles roulées ; qu'il n'est pas stratigraphiquement inférieur au calcaire de Beauce mais emboîté localement à ses dépens dans des vallées fossilisées au Quaternaire ; que par ailleurs, au S.O. de Montargis, ce qu'on a qualifié de molasse aquitanienne devait revenir au même matériel maquillé par le phénomène périglaciaire ; bref qu'il s'agit de sables de Sologne remaniés et qu'en outre ceux-ci sont arrivés avant le gauschissement de la Puisaye. Quand on rappellera qu'à Châtillon-sur-Loire par exemple, on a relevé une disposition semblable et détruit l'unité des dépôts fluviaux « pré-ligériens » de G. Denizot, on verra que, là encore, de Cosne à Gien, les sables granitiques qui tapissent les flancs du couloir (Ps de la 1^{re} édition de Clamecy), combien remaniés et défigurés depuis, n'en racontent pas moins le passage du matériel burdigalien à une époque où le rejeu de la grande faille n'avait pas encore achevé de mettre en place les divers éléments du relief.

L'épandage soglnot s'est terminé par l'étalement d'une nappe caillouteuse arrachée au massif sancerrois éventré par les deux Sauldre. Les mêmes cailloutis (même monotonie du cortège de quartz et de silex, mais avec des dimensions plus réduites, même type de patine) se retrouvent en Forêt d'Orléans sur un chapelet de buttes formant ligne de partage des eaux entre Loire et Seine. Au nord de Gien on voit très bien la dalle caillouteuse trancher en biseau le sable de Sologne qui s'épaissit vite vers le nord et raser au S.E. le plateau crétacé d'Arrabloy garni d'une simple pellicule sableuse (fig. 111). Ce dispositif rappelle exactement celui que nous avons décrit à l'aval d'Ennordres (chap. B 223). C'est la trace

du glacis d'érosion subaride que nous avons décelé en Sologne, et là encore on le découvre au débouché d'un corridor entamant le bloc crétacé. Mais ce glacis était organisé en fonction du nord où les sables granitiques, beaucoup moins épais se suivent jusqu'à Etretat, et les travaux assez récents de Ch. Pomerol et M. Blanc (2) ont montré à quel point le caractère solognot typique des sables de Lozère se retrouve sur tout ce parcours (Ch. Pomerol... 1948, 1951, 1957).

Ce n'est que plus tard, au moment où le golfe falunien se forme, que la grande plaine détritique du Miocène moyen brise son unité et s'infléchit de part et d'autre de la Forêt d'Orléans. Les buttes qui jalonnent celle-ci soulignent donc un axe anticlinal, mais nulle coupe géologique n'est capable de le faire apparaître parce qu'il marque un renversement de la tendance subsidente du Burdigalien ; seule la référence à un repère morphologique (surface d'érosion) peut le déceler. A cette époque le climat, redevenu plus humide autorisait l'installation d'un cours d'eau permanent ; il n'est donc pas douteux que le mouvement qu'on vient de signaler soit responsable de la formation du coude de la Loire. Le fleuve, dans son tracé actuel, est donc bien né en fonction du golfe falunien ; malheureusement il n'a pas laissé de trace discernable et tout ce flanc méridional de la Forêt d'Orléans a été entièrement remodelé par le ruissellement quaternaire ajusté sur la haute terrasse (3). Toutefois G. Lecoindre (1959-60) a élégamment démontré la forte dessalure des eaux du golfe en Touraine par l'examen de la micro-faune contenue dans les huîtres intactes. On évoque une baie du genre Chesapeake où précisément vivent actuellement des huîtres (*O. virginica*) proches parentes de l'*O. crassissima* des faluns. Si des eaux « douces » occupaient le golfe malgré les forts courants de marée qu'on y soupçonne, il fallait bien qu'un fleuve important s'y jette.

(2) DES Sciences, Paris 1948 et 1944. Ch. Pomerol croit que le sable résulte de la décomposition sur place des galets cristallins. Nous avons dit en décrivant la Sologne combien ce point de vue était insoutenable ; ce sont des arènes qui ont été véhiculées sur ces pentes faibles ; les caractères originaux de ce faciès fluvial doivent être cherchés dans ceux du système d'érosion de l'époque. Quant à la faille de la Basse-Seine, on nous la montre nivelée avant l'arrivée des sables. C'est exactement le tableau qu'offre la surface aquitanienne dans le Berry. M. Blanc, citée par l'auteur, pense pouvoir distinguer à l'ouest de Montargis (Saint-Loup-des-Vignes) la coalescence des deux flots, l'un occidental plus granulitique, l'autre venu par Gien, plus purement granitique.

(3) De Grossouvre (1897 8) avait signalé des grains basaltiques en pleine Sologne, à l'ouest de Saint-Florent. G. Denizot l'avait suivi (1921) puis abandonné. A. Vatan (1947^b, p. 58) laisse entendre qu'on a pu être induit en erreur par de petits éclats de silex sombres qui existent effectivement dans le sable. Pourtant des grains noirâtres sont bien visibles, même à l'œil nu, mais dans leur grosse majorité ils ne sont apparus formés de magnétite, minéral fréquent dans les roches d'origine cristalline et d'ailleurs abondant dans le Crétacé du Sancerrois oriental, et que l'aimant attire comme le basalte. On n'a donc pas de traces évidentes du passage d'une Loire pliocène à travers la Sologne. Au sujet des (ou du) « galets » de basalte trouvés dans le cimetière de Brinon par de Grossouvre, voir une lettre assez édifiante de Gauchery, citée par Dollfus : BSGF 1902 4-II, p. 356-7.

Regardons encore une fois le secteur Briare-Gien (fig. 111). A l'amont de Châtillon, quand cessent les effets directs de la faille de Sancerre-Santranges, le couloir ligérien s'arrondit en un ample synclinal crevé par l'auge actuelle, carapacé de brèche siliceuse en place ou de lacustre éocène (surface aquitanienne ployée) :

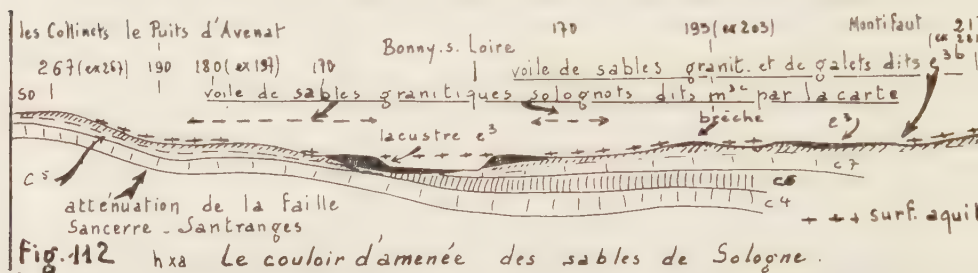


fig. 112. Il est tapissé de sables granitiques qui ne dépassent pas 195 m. A son débouché le glacis d'érosion burdigalien est à 180 m et la nappe caillouteuse qui le caractérise se suit à la fois par le sommet des buttes de la Forêt d'Orléans (178, 172 m...) et par la plate-forme solognote d'entre Beuvron et Cosson inclinée vers l'ouest de 160 à moins de 130 m. Ce gauchissement on le sait est contemporain du golfe falunien (m³). Est-ce la dernière manifestation tectonique décelable en ce point sensible ?

On trouve entre Gien et Briare, au lieu-dit La Forêt (184 m) une nappe de sable ligérien ou Chaput et A. Vatan ont signalé d'abondantes traces de roches volcaniques. La sonde agronomique m'en a fourni aussi quoique avec une densité moindre que ne le dit Chaput. Or la haute terrasse de Briare est en contre-bas, à 160 m, séparée du plateau de La Forêt par un talus bien visible dans le paysage. Dans la montée, du sable de Sologne se reconnaît vers 165 m, mais sur le plateau on a une nappe grisâtre de sable feldspathique pas très grossier, un peu éolisé, sommairement classé, qui est l'alluvion. Or le matériel de la terrasse de Briare (La Cogniardière) m'a montré exactement la même chose, avec le même pourcentage de grains volcaniques et de feldspaths, le même faciès ; il est vrai que le mauvais état des carrières ne permet pas d'examen en profondeur. La carte qualifie de pliocène le lambeau de la Forêt à cause de son altitude. Mais ce serait l'unique témoin sérieux, dans le cours moyen du fleuve, d'une nappe alluviale bien caractérisée supérieure à la haute terrasse (voir chap. E 24). En outre le cas a toujours beaucoup intrigué les observateurs car la Loire, placée en position aventureuse, aurait dû filer vers le Loing, entraînée par l'inclinaison au nord du plateau crétacé. Or le talus qui sépare celui-ci de la terrasse de Briare se continue au nord, toujours net, et passe sur la feuille Orléans à la faille de La Busnière qui, elle aussi, dénivelé le sable de Sologne. Par ailleurs une coupe à travers le val de Loire, entre Gien et Briare, montre que le plateau de rive gauche est abaissé par rapport à celui de rive

droite comme si une petite faille contraire suivait le lit du fleuve (fig. 111).

D'où l'hypothèse d'un mouvement très tardif du bloc de La Forêt, cassant l'unité de la haute terrasse quaternaire alors que le fleuve avait déjà bien incisé son lit et, loin de l'en détourner, confirmant celui-ci dans sa détermination de finir dans l'Atlantique.

E2 LE FAÇONNEMENT DES VALLÉES

Au cours de cet ouvrage il a souvent été question de processus quaternaires liés au froid, dans la mesure où ils affectaient la lisibilité d'un front de taille et risquaient de perturber une interprétation ; en outre la description des formes n'a jamais pu en faire abstraction parce que leur influence est omniprésente jusqu'à l'obsession. Voici que les progrès de notre analyse nous amènent maintenant à nous pencher sur l'évolution des vallées pour y affronter le délicat problème des terrasses fluviales.

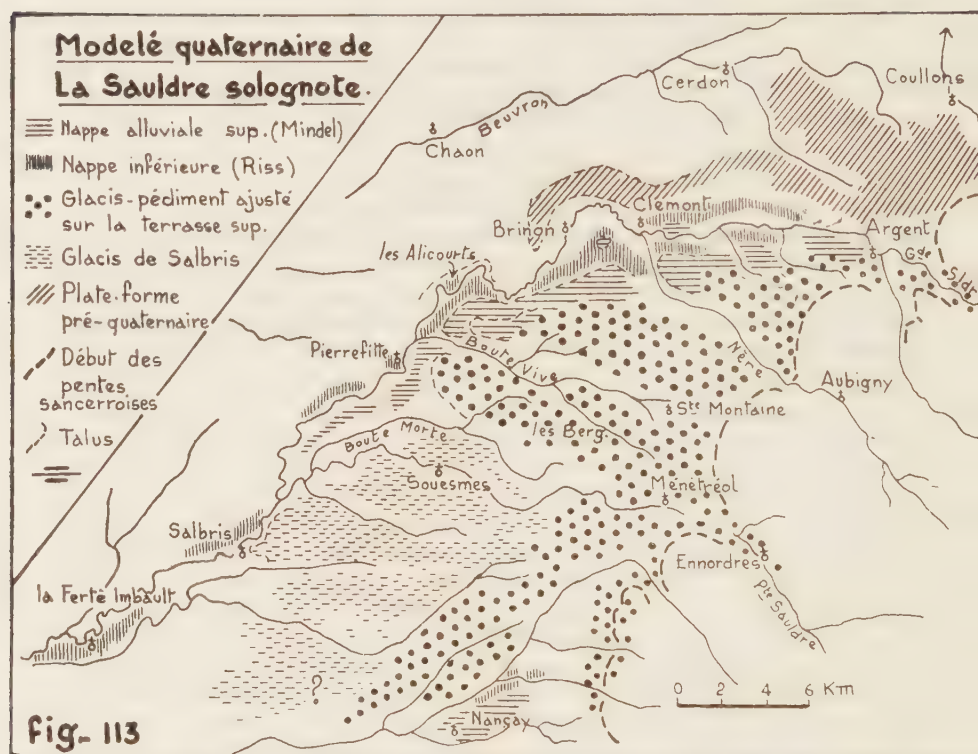
Les terrasses du bassin de la Loire ont déjà été copieusement étudiées. G. Denizot (1914-19, 1921, 1928, 1935 a et b, 1944-6) et Chaput (1917) en ont fait la clef de leur conception du Quaternaire ; R. Dion (1934), sans se piquer de déboucher sur des théories de valeur universelle, en a donné une description extrêmement soignée et qui nous sera précieuse. Depuis lors, quelques DES tant scientifiques que « littéraires » ont abordé un point particulier de cette vaste question ; ils seront mentionnés en leur temps. De tous ces travaux, le plus dangereux est celui de Chaput qui a prétendu épuiser la question alors qu'il entreprenait simplement, non sans quelques coups de ponce, de démontrer l'excellence des théories de Ch. Déperet. On s'étonne de voir H. Baulig (1948 p. 53) proclamer que ce travail est un « modèle de méthode » : jamais une description un peu sérieuse d'une nappe alluviale, mais seulement des notations d'ordre pétrographique ; une identification des dépôts fluviaux qui repose à peu près uniquement sur l'aspect « roulé » des cailloux et en fait sur des concordances d'altitudes, de sorte qu'on voit défiler pêle-mêle des éléments d'argile à silex à peine émoussés, des « dragées » albiennes et les gros galets marins de chailles ou de silex perchés à des dizaines de kilomètres de la rivière étudiée ; enfin une aisance dans le maniement des remblaiements, où triomphe l'esprit de système, et qui est en réalité l'aveu d'un échec.

Avec les mêmes faits et des méthodes comparables quoique beaucoup plus objectives, G. Denizot a dressé un tableau ligérien entièrement différent qui a au moins le mérite de l'originalité ; de telles divergences montrent combien l'étude des terrasses fluviales est délicate. Aussi faut-il rendre hommage à J. Tricart qui a su proposer une façon beaucoup plus rationnelle d'aborder le problème (1947) : définir la personnalité de chaque nappe alluviale

par une fine observation de sa stratigraphie, souvent éloquente, raccorder les lambeaux de proche en proche en mettant l'accent sur leur structure intime bien plutôt que sur leur position et pour cela relever leur altitude absolue et non relative (ce qui serait déjà une façon de préjuger du diagnostic).

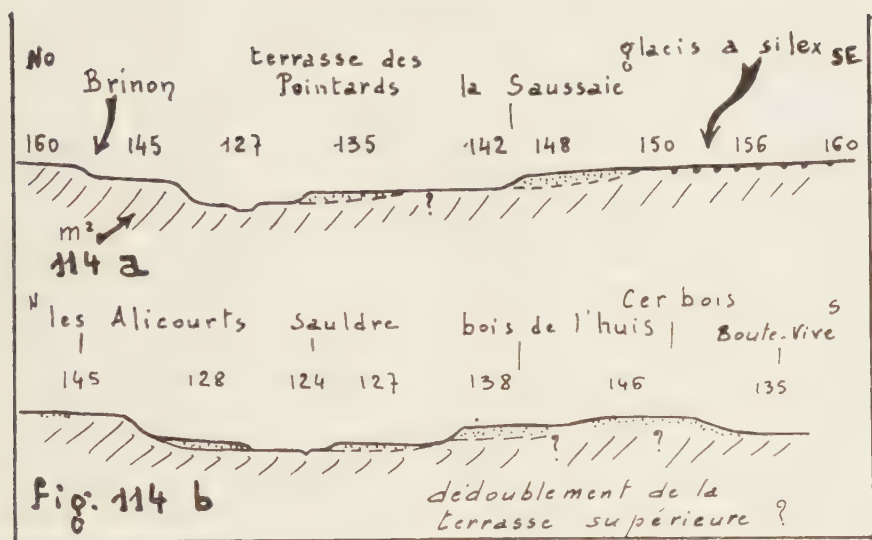
Nous avons tenté d'appliquer cette méthode avec le minimum de soumission aux théories des auteurs et le maximum d'humilité devant les faits, ce qui au total n'est pas facile. Notre travail est incomplet ; il eut fallu consacrer tout l'ouvrage aux terrasses de la Loire. Bien des points nous paraissent obscurs ; en ces matières, qui sont en réalité très neuves puisqu'il faut faire table rase de presque tout ce qui a été écrit autrefois, quitte à le retrouver, la clarté est un piège dangereux. Notre principale lacune est de n'avoir pu déborder sérieusement le bassin de Paris. Or seul l'examen d'un bassin hydrographique entier peut fournir une réponse à l'irritant problème du raccord (s'il existe) entre terrasses fluviales et marines. La question reste à suivre.

E 21 Les nappes alluviales de la Sauldre



Durant l'été 1959 j'ai eu l'occasion de travailler en Sologne avec une équipe de phytosociologues dirigée par H.N. Le Houérou, ingénieur E.C.A.T., et chargée par le C.N.R.S. de l'exécution d'une carte à grande échelle des groupements végétaux (1). Mon guide m'a été d'un grand secours par sa connaissance du terrain et par son habileté à déceler les moindres nuances du sous-sol par celles de la végétation. Il m'a révélé la pluralité des terrasses de la Sauldre vers Brinon, ce que la carte géologique ignore, et guidé en pleine nature le long de la tranchée toute fraîche du « gazoduc » de Lacq dont il m'a commenté les coupes des sections déjà refermées. J'ai tenté seul par la suite de retrouver dans d'autres régions du bassin de la Sauldre les précieux indices récoltés pendant ces journées et d'interpréter le tout : la synthèse est délicate à établir et les zones d'ombre encore nombreuses, mais cette rapide initiation permet de débrouiller quelques problèmes.

(1) Cette collaboration a été rendue possible par l'entremise de MM. les Professeurs Emberger et Dresch. Elle m'a permis de mesurer l'aide précieuse que les géomorphologues peuvent trouver auprès de leurs collègues botanistes ou pédologues (et réciproquement j'espère) ; elle m'a fait pressentir combien nos spéculations les plus gratuites en apparence peuvent déboucher sur des problèmes de mise en valeur d'un territoire ; elle a été pour moi une précieuse initiation aux méthodes de la géomorphologie appliquée.



Au sud de la Sauldre, entre Nère et Boute-Vive, deux nappes alluviales étagées sont aisées à reconnaître grâce à l'extension récente des exploitations (Les Pointards, Le Tertre-Meneau, La Saussaie, Les Alicourts... : voir le 1/25.000 feuille Argent n°s 5-6 et 7-8 et fig. 113 et 114). Toutes deux sont des formations grossières, bien stratifiées, où des lits épais, très réguliers, presque horizontaux, de sable très chargé de silex, alternent avec des bandes plus fines et plus tourmentées affectées en outre par une microtectonique attribuable à la pression du gel. Le sable bien émousé, parfois éolisé, est de type crétacé beaucoup plus que solognot et provient du Cénomanién sancerrois ; le centile des silex oscille toujours autour de 15-18 cm dans les lits graveleux, et des blocs de brèche de 30 à 50 cm ne sont pas rares. La compétence du cours d'eau qui a déposé ces lames d'alluvions était donc hors de comparaison avec celle de la Sauldre actuelle. Seules des débâcles puissantes de printemps, effectuées sur un sous-sol encore gelé et débilitant en quelques semaines la totalité des précipitations annuelles peuvent expliquer une telle puissance, et seuls les radeaux de glace peuvent avoir transporté les blocs « démesurés ». Bref, le caractère périglaciaire d'un tel dépôt éclate avec évidence. Au Tertre-Meneau le sable de Sologne en place apparaît sous les alluvions à 136 m ; à côté la basse terrasse culmine à 134 m. Deux crises froides bien distinctes, séparées par une rémission climatique et une reprise d'érosion linéaire ont donc présidé à la mise en place de ces deux nappes.

La basse terrasse naît un peu à l'aval d'Argent au ras de la plaine alluviale, vers 150 m, et bien vite prend 4 à 5 mètres d'altitude relative. A Brinon elle s'élève temporairement à 7 ou 8 mètres.

sans doute à cause de l'engorgement local dû à la confluence de la Nère ; mais dès avant Pierrefitte elle n'en garde plus que 5 pour s'abaisser encore à La Ferté-Imbault. Son « fond rocheux » ne semble pas descendre beaucoup au-dessous du thalweg actuel. Aux Bordes, la tranchée du pipe ouvrait un gley argileux gluant, probablement formé aux dépens du Miocène. A Salbris les grandes carrières de rive droite laissent apparaître sous 3 mètres d'alluvions caractéristiques une masse encore caillouteuse mais où des filets colorés purement solognots annoncent l'approche du « fond rocheux » ; puis l'eau masque tout. Mais par-dessus l'ensemble, reposent 2 mètres de sable bien homogène, bien calibré, très éolisé, presque sans cailloux, qui participe du matériel alluvial mais se révèle très différent, et peut-être emboîté dans le cailloutis que la sonde décèle en surface dès qu'on s'écarte du thalweg. Cette impression se confirme sur la Rère à l'ouest de Nançay (Les Loges) où la tranchée ouvrait une lentille argileuse, très solognote d'allure, recouverte par un beau sable admirablement éolisé, d'ailleurs d'origine crétacée, mais dont la granulométrie précise le mode de dépôt sous l'eau. Or à l'amont (Varennes) on reconnaît la basse terrasse garnie de silex très volumineux. Il est donc possible que vers l'aval la basse nappe alluviale soit ravinée puis détruite par une formation plus récente, nettement plus éolisée que le reste.

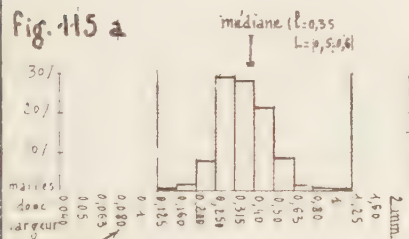
La haute terrasse est strictement cantonnée sur la rive gauche tandis que la droite reste façonnée dans le sable de Sologne en place. De plus et surtout on voit s'ajuster sur son niveau supérieur un vaste glacis s'élevant vers les pentes sancerroises et découpé par les vallées actuelles. Ce glacis est de loin le trait morphologique le plus intéressant de la région. On peut le suivre sur les deux rives de la Nère par exemple, depuis la confluence encadrée par la nappe alluviale supérieure jusqu'au moment où, à l'amont, il se cambre au flanc du massif d'argile à silex ; ou bien encore à Argent, rive gauche, où il se confond avec le niveau de la haute terrasse. Mais nulle part il n'est mieux dessiné que vers Ménétréol quand la Petite-Sauldre s'échappe des pentes crétacées.

A cet endroit nous avons déjà décrit (chap. B 223) l'épanouissement d'un glacis d'érosion de type subaride qui, à Ennordres, vers 200 m, s'affranchissait de l'étreinte des versants pour étaler loin sur la Sologne (Lamotte) les cailloutis burdigaliens arrachés au bassin d'Henrichement. Or celui qui nous intéresse maintenant est emboîté de 30 mètres environ sous le précédent dont il a détruit les traces inscrites dans les fragiles sables granitiques. Son horizontalité dans le sens N.-S. est admirable ; il s'abaisse vers le N.-O., régulier et rectiligne, dans l'axe de la Boute-Vive, où nous l'avons sondé de place en place quand une carrière ou la tranchée du pipe n'en fournissait pas une coupe assez claire. Nulle part il ne laisse affleurer les sables de Sologne, qui ne se montrent jamais en fait au sud de la Sauldre (H.-N. Le Houérou 1960) ; une pellicule assez mince de sable crétacé et d'éclats de silex peu émoussés les recouvre.

Cette nappe peut avoir moins d'un mètre et alors la végétation

traduit la fraîcheur du fond miocène sous-jacent ; parfois elle s'épaissit et les plantes à affinités méridionales, la pineraie ou la lande à callune apparaissent. A l'amont ce sable est pauvre en feldspaths (6 à 8 %) mais vers l'aval cette proportion augmente en même temps que baisse celle des « Emoussés-luisants » crétacés ; les silex sont très peu émoussés (sauf par éolisation) ; leur taille ne dépasse jamais celle de la main, l'optimum se plaçant autour de 5-6 cm. Surtout le sable montre un faciès éolien qui peut affecter un peu plus de la moitié des grains à la taille 0,7 mm mais qui est rarement très poussé. En profondeur cette empreinte diminue sauf quand on examine le remplissage des fentes en coin qui ne sont pas rares. Localement elle est plus forte (Les Bergeries, lieu déjà cité par A. Vatan) mais il est probable qu'elle est la marque d'une action éolienne plus tardive. En effet, au N.-E. de Ménétréol, au carrefour des routes d'Aubigny et d'Ennordres, on voit s'isoler sur la plate-forme un petit massif dunaire, très dégradé mais encore perceptible. Cette fois l'éolisation est superbe, la plus belle que j'aie jamais vue et le classement parfait ; le sable très propre file aisément entre les doigts (fig. 115 a) ; une fois de

Fig. 115 a



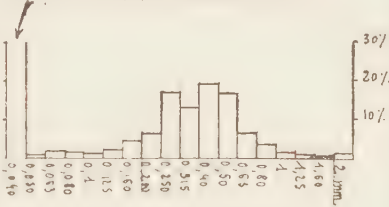
appareil dunaire de Ménétréol

granulométrie du sédiment intégral sans lavage préalable.

Tam. 21 ($\phi = 0,4$ $L = 0,5-0,7$ mm) : 96% sont "Arrondis" et plus de la moitié ovoïdes ou sphériques ($L = 0,5$) ; 60 à 64% sont des grains "Mats Francs" mais : presque tous ϕ portent l'empreinte éolienne. Feldspaths : 6 à 8%.

Tam. 24 ($\phi = 0,3$ $L = 0,3$) : 96% sont "Arrondis" et 20% ovoïdes ; 32% sont des "Mats Francs", 36% sont partiellement dépolis, 32% restent limpides (origine marine).

résidu inf. à 0,150 = 9% du sédiment brut.

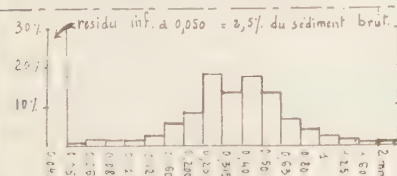


glacis-pédiment de Ménétréol
(action antagoniste de l'éolisation et du ruissellement en nappe.)
sédiment intégral, éolats de silex exclus.

$L = 0,7$ 88% sont des "Emoussés" ou des "Arrondis" (faciès marin). 56% portent des traces d'éolisation, mais 30% seulement sont des "Mats Francs". Feldspaths : 6 à 8%.

$L = 0,3$ "Emoussés" et "Arrondis" 56%. 20% sont légèrement "Mats". Feldspaths ϕ : 12%.

Fig. 115 b



$L = 0,7$ "Emoussés" et "Arrondis" 64%. 48% portent des traces éoliennes. 20% sont des "Mats Francs". Feldspaths : 2-4%.

$L = 0,3$ "Emoussés" et "Arrondis" 36%. 8% ont des traces éoliennes. Feldspaths : 3-6%.

Fig. 115 c

115 - glacis-pédiment de Salbris. Analogies évidentes avec 115b mais l'éloignement des sources crétacées augmente la part du matériel miocène.

plus l'action éolienne la plus poussée correspond au phénomène quaternaire le plus tardif.

Le glais de Ménétréol est une forme d'érosion qui prolonge avec une pente légèrement atténuée cette auge emboîtée sous le glais miocène que nous avons décrite entre Henrichement et Ennordres (chap. B 223). Dans cette dernière localité la plaine alluviale recouvre une masse épaisse de cailloutis tendue d'un versant à l'autre et que scelle une curieuse dalle noire d'argile kaolinique imprégnée de fer et de manganèse, incrustée de silex et de sable très éolisé (2). Notre glais est donc bien lié à un appareil hydrographique développé dans des conditions climatiques différentes des nôtres. Il a en réalité tous les caractères d'un pédiment façonné en climat froid et cette association de termes n'est paradoxale qu'en apparence car plus d'un rapprochement peut être fait entre les systèmes d'érosion périglaciaires et subarides (brutalité des crues formant chasse d'eau, pauvreté du tapis végétal). La granulométrie du matériel, mal classé malgré l'action antagoniste de l'éolisation, indique bien que son étalement a été le fait de « nappes ruisselantes » ajustées sur le lit même de la Sauldre en voie de remblaiement (fig. 115 b).

Le glais de Ménétréol s'incline aussi vers le SO parallèlement à la Rère ; au nord de Nançay, près du point 152, la sonde a reconnu le matériel crétacé superficiel tandis que végétation et profil pédologique signalaient la proximité du fond argileux sognot. A l'est de la Rère le flanc sancerrois est tapissé du même type de sable jonché de gros blocs de brèche éolisés mais cette fois, à la cote 167, c'est l'argile à silex que découvre la sonde ; le glais existe toujours au débouché du Barangeon sur Neuvy et c'est encore un sable crétacé très éolisé qui tapisse le flanc nord de la Forêt de Vierzon, le long de la Sangette, au nord d'Orçay, de Theillay... Par contre au nord d'Argent un plan légèrement supérieur à notre glais de rive gauche s'avance jusqu'à cette plaine de Cerdon-Coullons d'où divergent les affluents de la Loire et du Cher ainsi que le Beuvron. Cette plate-forme qui n'a pas les caractères décrits plus haut se prolonge par le chapelet des buttes qui, à 160 m, dominant Brinon. Au-delà vers Lamotte règne une plaine modelée vers 140 m, donc sculptée en fonction de la haute terrasse de Cerbois-Pierrefitte (145 m) : l'une est quaternaire ; l'autre est plus ancienne, au mieux pliocène, et la haute terrasse de la Loire vers Gien s'y emboîte légèrement. Mais toute deux sont taillées dans le sable de Sologne dont la structure a été détruite en surface, sur le flanc des buttes de Brinon, par le ruissellement sur tjaie et un peu d'éolisation.

De tout cela résultent des choses fort claires. Sur la Sologne néogène la Sauldre, sollicitée par la cuvette de Selles-Chabris, décrivait une grande boucle d'origine tectonique. La première crise froide quaternaire a tendu au maximum cet arc en repoussant la rivière contre un talus sableux de roche en place ; cette crise est caractérisée par une éolisation modérée et surtout par l'importance du ruissellement en nappe ; malgré des saisons froides déjà dures,

(2) Cette formation, signalée déjà par A. Journaux sous le nom de « cran » dans le Quaternaire de la Bresse (Chagny) existe dans la Rance supérieure et sans doute dans beaucoup de vallées dont l'évolution a été stoppée depuis la dernière crise froide.

les précipitations restaient donc fortes. La crise suivante a surpris un réseau déjà mieux incisé et paraît avoir eu des effets moins puissants, peut-être à cause de cet emboîtement ; le dernier épisode perceptible semble être cette éolisation très poussée dont l'appareil dunaire de Ménétréol est le témoin le plus éloquent.

Malheureusement une « anomalie » assez forte vient altérer la clarté de ce schéma. A l'ouest de Brinon la haute terrasse se décompose temporairement en deux gradins séparés par un talus de 8 mètres, mais taillés dans la même nappe alluviale si j'en crois les indications de la trop peu profonde tranchée du pipe (fig. 114 b). A l'est de Salbris j'ai remonté et sondé un glacis dominant la basse terrasse, en tout point semblable à celui de Ménétréol à ceci près que la part du sable miocène y est plus forte, mais dont l'altitude absolue (120 à 130 m) comme relative, paraissent bien faibles. La figure 113 montre ce curieux golfe de la Petite-Sauldre inférieure, emboîté entre les deux branches du haut glacis de Ménétréol. S'agit-il de la même unité ? Tout se passe comme si un léger fléchissement de la région Salbris-Nançay s'était produit à la fin de la première crise froide. Simple suggestion, donnée à défaut de mieux, mais qui n'est pas sans rappeler une remarque précédente relative à la haute terrasse de Briare (chap. E 13).

E 22 Les terrasses de la Loire en Sologne

Nulle part le jeu des terrasses ligériennes n'est aussi complet qu'en Sologne car elles s'y sont nourries aux dépens d'un matériau meuble, aisément mobilisable, pendant que l'argile à silex de Gien gorgeait l'alluvion d'un cailloutis volumineux dont l'intérêt est grand, car il souligne la structure des nappes et justifie les exploitations actuelles. Les formes sont belles et amples ; la terrasse de Gien-Ouzouer, celle de Sully-Tigy, ont plus de 3 km de large et leur platitude est impeccable. Les articulations des différents gradins, quoique faibles, sont finement dessinées et les talus bien nets. Enfin la publication récente des nouvelles feuilles au 1/25.000 est venu donner à l'analyse une sécurité que la pratique laborieuse du baromètre ne parvenait pas à lui assurer.

Et pourtant l'exercice reste infiniment délicat ; jamais une carrière n'est assez profonde pour permettre de trancher clairement un débat ; la littérature est déjà abondante mais toujours contradictoire et ce, à l'intérieur même de l'œuvre d'un seul auteur. C'est ainsi que de Chaput (1917) à G. Denizot le diagnostic varie énormément, mais pas plus qu'entre les deux publications maîtresses de ce dernier auteur (1921 et 1944-6). En matière de terrasse en outre, les dogmes sont tyranniques. G. Denizot lui-même qui a eu le mérite (non petit) de refuser d'asservir les faits aux thèses de Depéret, a fini par construire son propre système (1949), plus original que convaincant. Or cet auteur est responsable des feuilles Gien, Orléans, Blois, Angers et l'observateur qui se voudrait indépendant n'en reste pas moins influencé par le commentaire des notices et les symboles utilisés. D'autant que sa cartographie est excellente. Mais l'interprétation des faits porte la marque de la quasi ignorance où l'on était encore, il n'y a guère plus de dix ans, de l'importance réelle du phénomène périglaciaire. Une fois encore les conséquences devraient en être importantes. Voici aussi objectivement que possible comment les choses nous sont apparues.

On relève en Sologne la présence de trois nappes alluviales anciennes et l'on ne peut que répéter à leur sujet ce qui vient d'être dit de celles de la Sauldre. Chacune paraît témoigner avec évidence d'une crise froide avec rupture de l'équilibre charge-débit dû à une irruption brutale de matériaux locaux ; seule la cryoturbation, le ruissellement en nappe sur tjaïe en l'absence de végétation, peuvent rendre compte d'une manière satisfaisante de ces faits. La structure de l'alluvion aussi est caractéristique. Le calibre des matériaux à lui seul devrait emporter la conviction ; alors que les sables du lit mineur actuel ne renferment que très localement des graviers arrachés aux dépôts anciens et toujours sur une petite distance à l'aval des affleurements (R. Dion 1934

p. 218-9), la règle dans les nappes quaternaires est l'alternance de lits de sable graveleux à stratification fermement entrecroisée et de lames épaisses (de l'ordre du mètre) fort régulières, presque horizontales, composées de cailloux volumineux emballés en vrac dans une matrice sableuse.

Ces silex ont en moyenne 5 à 6 cm de long, un aspect informe, souvent proche du brut, un émoussé faible (moins de 0,100). Mais en matière de compétence d'un cours d'eau ce n'est pas de médiane qu'il s'agit ; le centile de la formation est toujours au moins un caillou de 10-12 cm, souvent 15 ou 20 et la densité de ces éléments grossiers est telle que certains lits sont de véritables conglomérats où les vides garnis de sable ne représentent pas le dixième du volume total. En outre les blocs « démesurés », gros silex et surtout brèches siliceuses, y sont monnaie courante (60 cm, 1 voire 2 m) et on attend encore une autre explication de leur transport que celle qui fait intervenir les radeaux de glace lors des débauches de printemps, alimentés eux-mêmes par la solifluction des versants.

Ajoutons que si l'on prend la peine d'examiner soigneusement les détails de la stratification, surtout vers le haut des nappes, on en trouve une foule, tous plus significatifs les uns que les autres et qui tous parlent de gel puissant, interrompant et rythmant les spasmes de l'écoulement : fentes en coin (3), plications, micro-failles brisant net un lit au cœur de l'alluvion, bloc de limon fin et peu argileux, donc fragile, noyé avec des angles nets dans un matériel grossier et qui eut dû être pulvérisé par ses dangereux voisins s'il n'avait été durci par le gel lors de son arrachement aux berges ; et quand un silex collé au bloc a été véhiculé avec lui, on le trouve toujours à la base, car l'un a servi de flotteur et l'autre de lest...

Par ailleurs chaque nappe a été altérée en surface par une action pédologique qui l'a décolorée, conférant à l'alluvion cette teinte grise homogène qui n'est pas sans analogie avec celle de la terre de bruyère actuelle, et souvent une odeur d'humus caractéristique. Or ce « sol » a été à son tour cryoturbé, enfoncé profondément dans des fentes en coin, affecté par un ruissellement en nappe et une éolisation qui l'ont affiné, concentrant en surface les éléments les moins grossiers. La plupart des exploitations s'ouvrent au flanc d'un vallon de sorte qu'elles montrent en fait, à la base une alluvion plus ou moins rubéfiée et bien stratifiée, et dessus une masse grise ravinant la première et inclinée en direction du thalweg ; chacun de ces éléments appartient à une crise différente et le tout montre que la période de rémission climatique (interglaciaire) a été accompagnée par un encaissement du réseau.

Une dernière remarque enfin, et non la moins importante : si l'on examine du haut en bas la totalité d'un remblaiement grâce à des carrières bien placées et à des coups de sonde au plus plat

(3) P. Horemans (1960) vient récemment de publier la carte d'un extraordinaire réseau serré de ces fentes, décelé par la photographie aérienne, à l'ouest de Vienne en Val ; il le date du Würm ; je le croirais plutôt Riss.

de la terrasse, on constate que le gros de l'alluvion est d'origine presque purement locale et que les apports lointains ne font leur apparition que dans la partie la plus superficielle de l'alluvion. C'est un point qui a déjà été souligné par J. Tricart dans sa remarquable étude des terrasses de l'Yonne (1951 c). Ici, en Sologne, on a des lits de sable qui pourraient passer pour du Miocène en place si l'absence de filets argileux, quelques cailloux égarés en leur sein et surtout l'encadrement au toit et au mur par l'alluvion grossière ne permettaient d'éviter une lourde erreur d'interprétation. Le cailloutis est formé surtout de silex bruts venus des versants de Gien ou remaniés de ceux qui jonchent la Sologne depuis le Burdigalien, de chailles jurassiques (mais beaucoup de celles-ci avaient déjà été apportées au Miocène dans le couloir Cosne-Gien : voir chap. E 13) Mais la lointaine Auvergne n'a pas de part à cette accumulation. Au contraire, vers le haut de la nappe, on voit apparaître les roches cristallines, gneiss, granite, d'autant moins décomposées qu'on examine une nappe plus basse, le mica noir (absent dans le Miocène) et les fameux grains volcaniques. Ces derniers que l'électro-aimant ramène mêlés à une proportion souvent plus forte de magnétite n'existent vraiment qu'en surface et jamais aussi abondants que dans l'alluvion actuelle du lit mineur. Autrement dit on ne les observe bien que dans l'alluvion grise éolisée décrite à l'instant.

Voilà à notre avis la source de la principale erreur d'interprétation commise par G. Denizot. Il a fait de cette seule couche grise la totalité de l'alluvion quaternaire : tout le reste, soit l'essentiel, il l'a traité en dépôt fluviatile miocène, les fameux cailloutis préligériens (m^{3c}), tributaires du golfe des faluns. Or les caractères périglaciaires typiques que l'on vient de décrire interdisent d'attribuer à un fleuve miocène, proche de son embouchure, une telle capacité de transport, alors même que la forêt encadrerait ses rives. Il en résulte que G. Denizot cartographie m^{3c} ce qui paraît bien être la base d'une nappe alluviale, et non seulement celle de la haute terrasse (aval de Gien, Briare...) mais aussi celle de la moyenne (Poilly, St-Martin) ce qui lui permet d'écrire qu'au Miocène supérieur le creusement à l'amont de Gien est poussé à un point tel qu'il préfigure presque la situation actuelle (1927 p. 459).

On expliquera tous ces faits en évoquant les circonstances de la rupture d'équilibre morphologique au début de chaque crise froide. Quand un seuil est atteint par appauvrissement progressif du tapis végétal et augmentation de la puissance des « raspoultiza » de printemps, les versants livrent des masses de sable telles qu'elles engorgent le lit, rompent l'unité du profil en long, tandis que le flot éphémère mais violent de l'écoulement estival tente avec peine de niveler les cônes alluviaux de chaque ruisseau affluent et de pousser la masse jusqu'à la mer. Et c'est pourquoi les nappes s'hypertrophient à la traversée des régions sableuses (Sologne, Anjou) pour s'amaigrir dans les couloirs de roches plus avares de leurs débris (Blésois, Berry, section armoricaine...). Mais quand la végétation réinvestit les versants et que la crise s'apaise, progressi-

vement, le maigre filet des cailloutis cristallins et des sables volcaniques lointains s'amplifie et reprend la prépondérance.

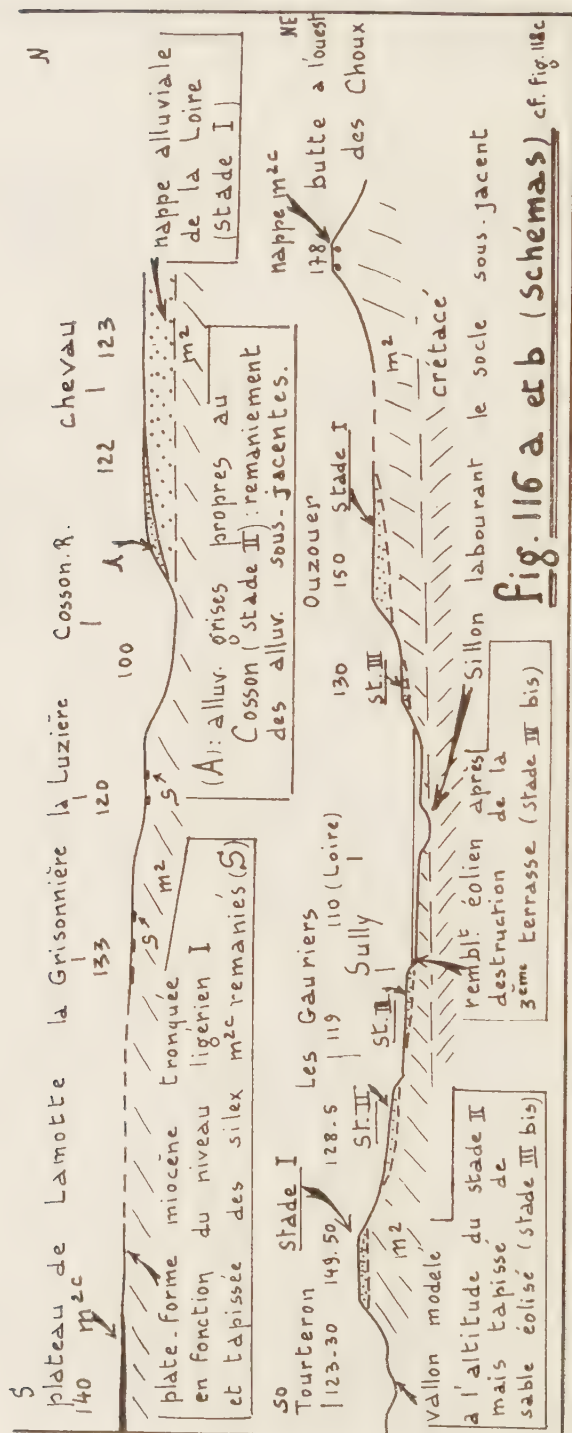
*
**

La plus élevée des trois nappes ne domine guère l'étiage du fleuve que d'une quarantaine de mètres mais s'en éloigne énormément puisqu'on en trouve des lambeaux à 18 km du thalweg actuel. Au débouché du corridor de Gien (157 m) elle s'épanouit sur la rive droite et se suit presque sans interruption jusqu'à Ouzouer (150 m) avant de disparaître sous la morsure d'un niveau plus récent.

Je l'ai examinée en coupe à Gien même, au NO de Nevoy, à l'est de Dampierre; la carrière indiquée dans le « m^{3c} » au nord de Nevoy à 140 m montre un lit de sable de Sologne presque pur encadré de deux bancs grossiers (centile 15 et 20 cm) et celui du bas contient deux énormes blocs de brèche dont l'un mesure deux mètres de long. Or d'après la carte et les sondages publiés par G. Denizot (1927 p. 459) le sable de Sologne existe en profondeur et l'argile à silex en place n'apparaîtrait qu'à moins de 130 m. Les blocs ont donc cheminé plusieurs kilomètres depuis l'amont. Par contre un coup de sonde à l'est du village (cote 154 du 1/25.000) livre après lavage un sable assez hétérométrique mais faiblement éolisé, assez riche en basaltes altérés, débarrassé des plus gros éléments; mais ceux-ci ne sont pas loin, le labour les déchausse et l'épierrage des champs explique les amas qu'on voit à la porte des fermes. Ruissellement et éolisation, sans doute à plusieurs reprises, ont donc remanié et trituré l'alluvion, contribuant à l'extrême platitude de la terrasse.

La nappe, qui paraît avoir au moins 12 mètres d'épaisseur, s'amincit vite vers l'est; mais la plate-forme s'étend strictement à la même altitude à la surface des sables de Sologne. A l'est de Dampierre, au carrefour des routes Lorris et Les Choux, on peut voir le sable grisâtre, privé de toute structure, c'est-à-dire de ses filets argileux, pulvérulent, un peu éolisé; le même matériel tapisse les flancs de la butte 178 située à l'ouest des Choux et que couronne le cailloutis miocène (m^{2c}); le découpage de la butte aux dépens des sables en place est donc l'œuvre d'un ruissellement en nappe associé à une légère éolisation, et le glacis ajusté sur la partie terminale de la terrasse de la Loire rappelle point pour point ce qui a été décrit sur les marges sancerroises de la Sologne (chap. E 21).

La même nappe alluviale ligérienne traverse la Sologne en écharpe, longeant la rive droite du Cosson (m^{3c} de G. Denizot). Au sud de Sully (149 m) j'ai récolté dans l'alluvion rouge en place beaucoup de cailloux cristallins, du mica noir et même quelques grains de roche volcanique altérée; une datation miocène est donc bien peu fondée. L'épaisseur est inégale: moins de 10 mètres à Sully (argile m² à 140 m) et à Vienne en Val, 13 à l'est de Marcilly, 15 à l'ouest de La Ferté Saint-Aubin; l'alluvion semble s'affiner vers l'ouest. Mais partout en surface la nappe a été dégradée et ravinée par un ruissellement contemporain de la suivante. On passe ainsi du sud au nord, de Marcilly aux Prateaux, de 135 à 127 m,



de sorte que la moyenne terrasse n'y est plus dominée que par un talus de 3 à 5 mètres. Mais le cas le plus intéressant est fourni par la grande exploitation du domaine de Cheveau à l'ouest de La Ferté Saint-Aubin. La terrasse du Cosson est façonnée aux dépens de la nappe ligérienne jouant le rôle de roche en place. L'« alluvion » propre au Cosson est strictement locale : c'est la masse grise, altérée pédologiquement à l'interglaciaire, puis éolisée et triturée lors de la crise suivante par une cryoturbation dont les preuves abondent à chaque pas; en sorte qu'on a ici un chevauchement paradoxal de deux masses alluviales, la plus récente étant dessus (fig. 116a).

En direction du sud l'altitude reste longtemps la même que celle de la haute terrasse, puis l'on s'élève très lentement pour rejoindre le plateau de Lamotte jonché depuis le Miocène moyen par les silex caractéristiques du « cailloutis culminant » (m^{2c}). Ce sont encore ces cailloutis, et non une alluvion quaternaire cette fois, qui composent les placages datés m^{3c} sur la feuille Orléans de part et d'autre de La Ferté-Saint-Aubin (fig. 116 a). Au nord de Ménestreau, à la Grissonnière, à La Luzière, on trouve le même cortège monotone de silex vernissés qu'entre Cosson et Beuvron, beaucoup moins denses qu'un matériel de terrasse, mais imbriqués avec beaucoup de sable argileux local dans une structure qui n'a plus rien de Miocène. C'est que toute la Sologne centrale, qui ne devait dominer que de très peu la première plaine alluviale quaternaire, a été rasée par un ruissellement en nappe qui n'a pas peu contribué à compliquer notre analyse des environs de Lamotte (chap. B 222). A cette époque la plaine était parfaite, prolongée jusqu'aux pentes sancerroises par le glacis de la Sauldre, à peine dominée de quelques mètres par les buttes de Brinon. Au nord d'Argent, autour d'Isdes, Saint-Florent... la plate-forme tertiaire a aussi été remaniée en surface et un sable peu argileux, pulvérulent, enrichi en magnétite par concentration mais appauvri en feldspaths par éolisation, ravine le Miocène en place; c'est lui sans doute qui a été pris autrefois pour une alluvion ligérienne (G. Denizot 1921); jusqu'à nouvel ordre je ne crois guère aux traces laissées dans le bassin du Beuvron par une Loire pliocène.

*
* *

La région de Vienne en Val et surtout celle de Sully montrent nettement les relations des trois terrasses (fig. 116 b et 111). On peut voir la structure de la nappe moyenne aux Gauriers, et mieux encore à l'est de Sully, car l'exploitation qui s'ouvre à 128 m descend jusqu'au sable de Sologne en place (argile grise); là, sous l'alluvion sableuse existe un banc épais d'extraordinaires galets marins à croûte noire si denses que le gisement ne peut être lointain (4). En outre, entre Vienne et Tigy, on peut observer également

(4) A l'ouest de Lion les grandes carrières d'argile à silex montrent celle-ci, ravinée et triturée, probablement par le passage de l'aplanissement aquitain, mais sans aucun galet.

la base de la nappe inférieure où l'alluvion cryoturbée plonge ses racines entre des paquets de sable de Sologne à filets argileux, à peu près à l'altitude de la plaine alluviale actuelle. Il en résulte que les trois terrasses paraissent plutôt « étagées » qu'« emboîtées », l'effort principal de creusement se plaçant entre la première et la seconde (30 mètres au moins).

Cette carrière de Vienne et la tranchée du gazoduc à Sully permettent en outre de préciser les événements qui ont caractérisé la formation de la troisième terrasse. Il y a d'abord eu édification d'une nappe semblable aux deux autres, avec une assez forte proportion de roches cristallines toutefois, peu de basalte et une légère touche éolienne. Puis est venue une rémission climatique avec développement d'un sol grisâtre en surface, pendant laquelle la Loire s'est encaissée. Il est probable que le sillon décelé entre Sully et Bonnée à 5 ou 6 mètres sous l'étiage et garni d'alluvions récentes s'est creusé alors. En tout cas un retour du froid s'est fait sentir, car le sol gris pénètre encore dans des fentes en coin tandis que les légers vallons dégradant la basse terrasse présentent un aspect « périglaciaire ».

Mais surtout cette ultime crise s'est accompagnée d'une intense éolisation, la plus forte du Quaternaire ; le sol de la terrasse et beaucoup de sable arraché à la Sologne et au Crétacé du couloir Cosne-Gien, très travaillés par le vent, ont été précipités dans la plaine alluviale, entraînés et étalés par ruissellement ; ils y constituent la matière d'un remblaiement bien homogène, jaunâtre, presque dépourvu de cailloux, mais riche en mica noir, en glauconie, très pauvre en basalte, association qui raconte le duel entre un écoulement fluvial appauvri et d'intenses pluies de poussière, bref des conditions climatiques sans doute très sévères, à la fois très froides et très sèches. Mais la tranchée du « pipe » de Sully montrait aussi, par-dessus le sable « fluvio-éolien », une masse terreuse gris-brun, à forte odeur d'humus, riche en basalte, bourrée de gros silex et de roches cristallines très fraîches. C'est la partie supérieure de la basse terrasse dégradée, venu fluer au pied de celle-ci ; un peu de limon sableux gris très éolisé coiffait le tout. Eolisation, cryoturbation, et solifluction ont donc caractérisé ce dernier épisode quaternaire (stade III bis). A cet endroit (rive gauche) la tranchée ouvrait la plaine alluviale, de sorte que la part de l'alluvion moderne paraît réduite à rien ici. (5)

Dans le sens longitudinal la disposition des trois nappes est également intéressante. La terrasse supérieure passe de 159 m à Briare (6) à 157 à Gien, 150 à Ouzouer, 146-8 encore à Tigry. Puis elle fléchit très vite à l'ouest de Vienne en Val : 136 près de Marcilly, 122 à l'ouest de La Ferté Saint-Aubin. La cause en est probablement l'engorgement brutal subi par le fleuve à sa sortie du couloir Cosne-Gien tandis que vers l'aval la section blésoise, moins chargée, provoquait un soutirage des matériaux. Il est vrai que nous avons soupçonné des déformations contemporaines de

(5) La rive droite montrait la même chose avec l'équivoque de l'empierrement dû à la levée. Il ne faut pas toutefois écarter la possibilité d'un remaniement actuel par les grandes crues de cette blocaille terreuse qu'on voyait s'avancer sur le sable clair éolisé.

(6) L'existence d'un niveau intermédiaire entre la première et la deuxième à Saint-Brisson en face Briare, proposée par G. Denizot (feuille Gien) ne me paraît pas légitimée par le 1/25.000^e (altitude 155-8 m). C'est son altitude relative qui est plus faible qu'à l'aval de Gien par suite du moindre encaissement du thalweg actuel à l'amont de cette ville.

cette haute terrasse vers Gien et Salbris (chap. E 13 et E 21). Mais la moyenne terrasse présente aussi de Saint-Martin-sur-Ocre à Saint-Aignan la même quasi-horizontalité (135 à 132 m); puis elle fléchit à son tour : 126 à Sully, 120 à Vienne, 110 à Saint-Cyr, 105 à Olivet, 99 à Cléry, 91 à Saint-Laurent, 85 encore à Vineuil en face Blois où la surface structurale du calcaire de Beauce peut perturber l'observation.

Quant à la troisième, elle naît au ras du Val devant Gien, continue à dominer d'un bombement infime la plaine alluviale à l'aval de Poilly (abondance de silex dans l'alluvion grise), puis se dégage après Saint-Aignan pour dominer les îles de la Loire de 9 mètres dès l'aval de Sully. Elle s'épanouit de là jusqu'à Vienne, meurt ensuite avant Saint-Cyr, sans doute parce que le calcaire de Beauce réapparaît au bas du versant, privant la nappe de son alimentation en sable. Au-delà elle ne fait plus que de timides réapparitions, plaquée contre le versant (Pimpeneau en face Blois). Par contre je lui attribue les buttes insubmersibles du Val (Saint-Benoît, Sandillon, Beaulieu...) formées à la base d'alluvion grossière surmontée d'une masse nivéo-éolienne caractéristique, combinaison que nous retrouverons en Anjou. C'était l'opinion de R. Dion (1934) comme de G. Denizot (1921); mais depuis, cet auteur a voulu en faire la fin du remblaiement flandrien (a^{1-c}). Je ne puis le suivre et l'on verra bientôt que la notion même de remblaiement flandrien est, à ces longitudes, fort discutable.

Il semble donc que de Sully à Saint-Cyr la Loire quaternaire récente, inscrite dans le sable de Sologne, ait eu une velléité de creusement plus forte qu'à l'amont. D'où, dans cette direction, la perte d'altitude relative des moyenne et basse terrasses ; la nappe constitutive de cette dernière disparaît parfois sous le lit majeur actuel, pour en émerger d'ailleurs chaque fois que l'abondance des sables locaux et la fragilité de la roche en place sous le thalweg lui en donnent l'occasion (Val de Léré). L'Anjou va nous permettre de développer cet argument.

E 23 Les terrasses angevines (7)

Par delà le couloir crayeux tourangeau l'Anjou sableux ramène un système de terrasses presque aussi intéressant que celui de la Sologne. Malheureusement un matériel plus fin, la rareté des silex, une plus grande puissance du fleuve aussi, font que les édifices alluviaux anciens de la Loire ont mal résisté, et la Vallée ne permet guère d'étudier que la plus basse terrasse.

Celle-ci présente une remarquable netteté dès le confluent de la Vienne (Pays de Véron, Allonnes, Vivy...). Chaput l'avait signalée sous le nom de terrasse de 7-8 mètres (p. 127) et R. Dion l'a bien décrite près de Vivy (1934 p. 177-8). La roche en place apparaît, guère au-dessus de l'étiage actuel, et la nappe grossière chargée de très gros blocs cristallins originaires de la Vienne est surmontée d'alluvions fines parfois remaniées en dunes. Cette formation remonte la vallée de la Vienne et à Anché (amont de Chinon) j'ai pu observer en effet le matériel cristallin et de gros quartz filoniens



(7) Chapitre rédigé grâce à l'aimable autorisation de C. Klein qui nous ouvrirait même libéralement la trouée armoricaine, et dont le champ d'étude chevauche le contact Armorique-Bassin de Paris.

supérieurs à 50 cm dans une terrasse ne s'élevant au-dessus de la plaine alluviale que de quelques mètres. A Bourgueil et à Brain, une autre nappe dont le substratum de roche en place est situé plus haut que le sommet de la terrasse inférieure, constitue un large palier caillouteux d'altitude relative 16-17. Les relations sont donc celles que nous avons notées vers Sully entre la basse et la moyenne terrasse. Mais l'analogie ne s'arrête pas là. A l'aval de Saumur, sur la rive droite, le niveau de Vivy se prolonge par un gradin d'érosion sculpté dans la roche en place, avec maigre couverture alluviale, qui par Beaufort, Mazé, Andard et Trélazé s'abaisse de 30 à 19-20 m, soit une altitude relative de 6-8 mètres (8). Parfois le Cénomaniens affleure jusqu'au sommet (Corné-Etriché), parfois une pellicule sableuse qui peut avoir 3 mètres et à côté quelques décimètres, ravine les marnes à huîtres.

A Mazé ce voile est formé d'un mélange de sable crétacé et d'alluvion ligérienne feldspathique à basaltes, très éolisés, mais étalés par un ruissellement en nappe contemporain de l'éolisation qui explique la remarquable platitude et l'ampleur de la terrasse. Cette nappe chevauche le rebord du palier topographique et s'abaisse jusqu'au ras de la plaine humide d'Authion de sorte que sa formation est liée à un début de dissection de la basse terrasse et non à son édification.

A l'entrée ouest de Beaufort, dans une topographie dunaire très atténuée, une exploitation montre ce même matériel sableux fin, souligné par des filets horizontaux un peu argileux et humifères, légèrement festonnés. Ce faciès est dû à une concentration ultérieure de la fraction argileuse par infiltration ; il n'en souligne pas moins une certaine stratification du dépôt initial. Or au sein de la masse j'ai observé un accident fort curieux : un bloc à angle nets de ce sable limoneux pulvérulent gît, tout de guingois, à côté d'une micro-faille et par-dessus le festonnement reprend, imperturbable. Ce simple fait éclaire les conditions climatiques du dépôt qu'on peut qualifier de « nivéo-éolien » ; l'accumulation par le vent s'est faite sur neige verglacée, avec ruissellement saisonnier de printemps remaniant plus ou moins profondément le tout au point d'arracher des fragments encore consolidés détachés par fente en coin. Le cas n'est pas unique. J.-C. Yvard a décrit (1958) de telles « alluvions fines » au débouché de l'Indre et la photographie qu'il m'a fournie aurait pu être prise à Beaufort. De même R. Dion en a produit une tout aussi caractéristique de la partie supérieure de la butte de Beaulieu près de St-Denis-en-Val (1934 Pl XXIB p. 178). Or il s'agit cette fois d'une montille (butte insubmersible du Val) que G. Denizot veut maintenant attribuer à la partie terminale du remblaiement flandrien. De telles buttes se détachent aussi en face Beaufort de la basse terrasse de Vivy, cernées par l'alluvion récente et je reste persuadé qu'elles lui sont bien antérieures.

La succession des événements du Quaternaire récent est donc exactement celle qui a été analysée en Sologne. D'abord édification d'une basse nappe alluviale dans des conditions évidemment péri-glaciaires (centile 7 à 10 cm, blocs démesurés...), puis rémission climatique attestée par la couleur grise de l'alluvion fine, l'incrustation noirâtre de certains de ses grains et la fraction humique qu'elle renferme ; en même temps une reprise d'érosion, sur

(8) Je ne vois pas ce qui justifie un changement de numéro d'ordre de Mazé à Andard sur la feuille Angers deuxième édition.

laquelle on reviendra, dissèque la terrasse et défonce l'auge alluviale ; enfin retour d'un froid sec, avec forte éolisation qui drapait les débris de la terrasse d'un voile caractéristique pendant que s'inaugure le remblaiement dit « flandrien ».

*
**

Le faisceau des trois rivières qui composent la Maine présente une collection de terrasses plus complète, sans doute par suite du goulot d'étranglement d'Angers. Le Congrès de l'A.F.A.S., tenu en cette ville en juillet 1959, a permis aux excursionnistes, tant géologues et préhistoriens que géographes, d'étudier les parages de la confluence Sarthe-Loir. Je présenterai ici une synthèse des observations qui purent être faites lors de cette journée instructive auxquelles j'ajouterai le résultat de quelques courses personnelles, non sans rappeler au préalable quelle part G. Denizot a prise à l'étude de ces formes (1914-1919-1921-1928...).

Le fait le plus évident est l'existence de deux nappes alluviales étagées, l'une à l'altitude 36 (Saint-Sylvain, Villevêque...), l'autre vers 25 m (Ecoufflant). Chacune conte avec éloquence les conditions périglaciaires de son édification ; les blocs « démesurés » à eux seuls interdisent toute autre interprétation (A. Cailleux), de même que la granulométrie du cailloutis (centile 8 à 15 cm) qui contraste d'une manière radicale avec les limons et les pauvres graviers remués actuellement par le Loir ou la Sarthe en crue. La basse terrasse d'Ecoufflant, située dans un lobe convexe de méandre, fut un lieu d'échouage pour les énormes dalles de grès à Sabals (plusieurs mètres) qui abondent dans la grande exploitation de La Chenère, mêlées de quartz filoniens et même de granite des Alpes mancelles ou de galets noirs de silex venus de Montoire ; le sable encaissant très abondant est du Crétacé dont certains lits ont gardé la couleur, la glauconie et presque la granulométrie du stock initial, de sorte que le matériel de remblaiement est à la fois très local et lointain ; quant aux blocs ils portent parfois des stries courtes et polies et des cupules d'écrasement dues au heurt sur les graviers du lit, témoins d'innombrables avanies subies lors du cheminement des radeaux, naufrages, bascule de la dalle, reptation sur le fond... (A. Cailleux) (9).

La base de la nappe supérieure domine le sommet de l'autre mais le talus de roche en place qui les sépare est voilé par des cailloutis soliflués au travers desquels la marne cénomaniennne pousse d'étranges diapirs (carrière du Perray) ; toutefois les fentes en coin sont bien moins nombreuses au sein de la terrasse inférieure que de l'autre. La terrasse supérieure a fourni de l'Acheuléen ancien roulé, jamais de Moustérien. L'inférieure livre du Moustérien précoce et des pièces plus anciennes, dont l'une, prémicoquienne, était intacte ; elle supporte des gisements du paléolithique supé-

(9) J'insiste, car à ma grande surprise, la démonstration n'a pas paru convaincre tout le monde.

rieur. Sa base (Port Saunay) repose à 2 mètres au-dessus de l'étiage sur le Précambrien et quelques décimètres de Crétacé ; le cailloutis inférieur contient des ossements dont un tibia de renne ou bouquetin, mais dessous apparaît une marne à faune abondante de mollusques du type tempéré actuel (G. Denizot, Dr Gruet). L'altitude relative qui est de 15 mètres à Ecoiffant s'abaisse vers l'aval (Dr Gruet) comme si en pénétrant dans le corridor armoricain d'Angers, la nappe s'évanouissait. La plaine alluviale, très vaste et horizontale (altitude 12 m) recouvre sous un voile de limon fin une masse de graviers qui peut avoir 8 mètres d'épaisseur ; on les a exploités et leur granulométrie ne doit guère s'écarter de celle des alluvions de la basse terrasse : après la construction de celle-ci il y a donc eu creusement puis remblaiement avec des matériaux locaux.

Par conséquent, et bien que la basse terrasse de la Vallée d'Anjou ne soit qu'à 6-8 mètres sur l'étiage, le niveau d'Ecoiffant et celui de Vivy-Mazé-Andard ont bien des chances d'être contemporains. Le fait s'explique par l'altitude plus forte de la plaine alluviale de la Loire (20 m devant Mazé) due à une masse d'alluvions actuelles plus épaisse le long du fleuve que le long de la Maine et l'on sait que celle-ci voit refluer à contre-courant les eaux de crue de la Loire. Par voie de conséquences la terrasse de Saint-Sylvain correspond à celle de Bourgueil, donc à notre stade II de Sologne.

Au-dessus de Saint-Sylvain G. Denizot a cartographié des alluvions à l'altitude 48 (Eventard, La Haie-Joulin). Elles sont très minces et en ce dernier point, comme au nord de la Grande-Claverie, des fondations m'ont montré le substratum cénomanien ou précambrien à l'altitude de la plate-forme. Pourtant le Dr Gruet a vu 3,5 m de cailloutis dans des tranchées sur la route de Paris et il est exact qu'autour de Pellouailles les champs sont jonchés de silex, chailles... comme sur une terrasse alluviale. On aurait donc là les restes de la nappe supérieure dont la minceur s'expliquerait par son très faible emboîtement aux dépens des plateaux environnants (10 mètres au maximum au nord de la Loire), donc par un nourrissage insuffisant. A l'ouest et au nord d'Angers, G. Denizot (1914-1919-1921) avait décrit des alluvions plus haut perchées encore. Il en a restitué beaucoup depuis à un faciès pliocène lié sans doute à la transgression redonienne, mais garde comme niveau de haute terrasse les plates-formes de Beaucouzé et d'Avrillé situées vers 50-55 m d'altitude.

J'ai pour ma part examiné l'interfluve Sarthe-Mayenne ainsi que les environs de Briollay. En ce dernier point (cote 51) la pellicule caillouteuse d'origine surtout locale ravine le Crétacé. En contre-bas on retrouve, carrières à l'appui, les deux nappes principales (La Rochefoulques et Soucelles), bien étagées. Plus à l'ouest, vers Feneu, Sceaux..., la plate-forme armoricaine située à 50-58 m n'est rien d'autre que la post-hercynienne taillée dans les schistes lardés de quartz. La mer cénomaniennne s'y est avancée et son dépôt sableux, sans doute mince, a laissé subsister de nombreux galets

de quartz dont l'origine marine me paraît sans équivoque. G. Denizot (notice de la 2^e édition de la feuille Angers) signale les mêmes autour de Brissac et de fait, on peut les y observer, moins nombreux mais aussi parfaits et ce, jusqu'en bordure de la Forêt de Beaulieu à près de 100 m. Or ces galets prennent une extraordinaire densité sur le plateau qui borde la rive droite de la Sarthe. A Ecuillé ils tapissent les vignes au point de cacher le sol ; au sud de Soulaïres (55 m) ils jouent le rôle de pellicule alluviale ; seulement leur émoussé est trop beau pour être l'œuvre d'une rivière. Il doit s'agir d'un remaniement presque sur place d'un cordon littoral crétacé, appauvri au préalable de ses sables encaissants par les deux transgressions helvétique et rédonienne, qui ont inscrit leurs dépôts d'une dizaine de mètres dans la plate-forme de Sceaux.

Autrement dit il n'y a pas à proprement parler de terrasse ni d'alluvion de la Sarthe à Soulaïres mais une reprise de matériaux plus anciens par un ruissellement en nappe ajusté sur le plus haut niveau quaternaire angevin lequel devait plafonner à 50 m (Eventard...). Et l'on retrouve ainsi l'extraordinaire phénomène qui, au même moment, nivelait la Sologne et le bassin du Loing moyen, dégageait la Champagne Berrichonne...

C'est d'ailleurs en somme l'opinion de G. Denizot qui note tout cela a¹/p¹. Mais plus à l'aval, au-dessus de La Possonnière, il signale à Brennessard des alluvions montant jusqu'à 58 m (altitude relative 50) d'où il infère l'existence de niveaux ligériens plus élevés que celui d'Eventard. J'avoue n'avoir trouvé là-haut qu'un placage sableux moulant la convexité supérieure du versant ; mais aucune forme de terrasse ; pas de dépôt structuré non plus car le sable, très éolisé, assez bien classé, assez fin (presque toujours inférieur à 1 mm), forme un voile peu épais qui, à différents niveaux, laisse apercevoir le schiste sous-jacent ; les quartz filoniens de toute taille qu'il contient, remarquablement façonnés par le vent, peuvent être tous locaux ; les feldspaths sont peu nombreux mais frais et les débris volcaniques extrêmement rares. En outre les grains, dont certains paraissent avoir connu une action marine antérieure à l'éolisation, portent des traces abondantes de ciment ferrugineux et des fragments d'un tel grès existent dans le sable. Dans ces conditions je me demande jusqu'à quel point on n'a pas affaire à un reste de sable pliocène mêlé d'alluvions ligériennes arrachées par le vent à un niveau de terrasses situé en contre-bas. Et en effet, il existe vers 40-45 m un très beau replat d'érosion, déjà net vers Savennières, remarquable sur la rive gauche vers Rochefort et Denée où il est dépourvu de tout dépôt ligérien mais jonché de quartz locaux très éolisés. De lui à la haute nappe quaternaire angevine (48 m) la filiation est probable ; il définirait ainsi la limite supérieure des terrasses de la Loire armoricaine.

E 24 Le système des terrasses ligériennes dans le Bassin de Paris

Sologne et Anjou s'accordent pour raconter l'histoire quaternaire de trois crises froides édifiant leurs nappes alluviales étalées, suivies d'une quatrième dont les dépôts restent partout enfouis sous la plaine actuelle. On retrouve en d'autres points de la vallée un dispositif analogue, mais l'important pour le moment est d'examiner les relations de cette série chronologique avec les événements antérieurs.

On sait que la Loire s'est substituée au golfe falunien, établi lui-même dans une gouttière synclinale tourangelles, d'âge miocène puisque le bombement O.-E. de la Gâtine vient déformer devant Blois le lacustre de Beauce. Selon la synthèse de Passerat, légèrement modifiée par G. Lecointre (1947 p. 133), de l'Anjou au Blésois les rivages du golfe paraissent limités par la courbe des 120 m. Mais il existe aussi des gisements beaucoup plus bas, notamment dans l'Ouest. Or il s'agit de dépôts d'eaux relativement peu profondes et l'on sait clairement maintenant que des déformations tectoniques ont accompagné et suivi l'accumulation des faluns, au N.-O. de Rennes en particulier (S. Durand 1960). Par conséquent, depuis la fin du Miocène (Pontien) un décrochement d'ordre épeirogénique, accompagné de dislocations plus locales, a soulevé l'ensemble du bassin ligérien par rapport au littoral atlantique d'une centaine de mètres.

Le fleuve n'a pas suivi sans hésitation. Déjà le falun d'Anjou envoyait une dépression périphérique peu creusée entre plateau crétacé et socle des Mauges (Brissac). Après la régression pontienne, d'importance inconnue dans l'Atlantique, la mer est revenue et l'on s'accorde maintenant à dater du Pliocène inférieur cette transgression redonienne qui, moins profondément enfoncée dans les terres que la précédente, n'en a pas moins submergé, en Haute Bretagne particulièrement, des étendues épargnées au Miocène. Depuis les travaux d'Y. Milon on sait que les « sables rouges » de Bretagne et d'Anjou lui sont associés. Or ils s'élèvent au moins à 100 m à l'ouest de Rennes (10), presque aussi haut au sud d'Angers (Thouarcé...). Mais du Redonien fossilifère est connu aussi à des altitudes très faibles et fait curieux, les gisements les plus bas passent pour être plus récents que le gros de la masse (Redon, bassin de Carentan, Pénestin). Certes des mouvements tectoniques postérieurs sont, là encore, presque évidents (A. Meynier 1958-9, Durand 1960) et sans doute de forte ampleur, avec jeu caractéristique de failles (bassin de Rennes...).

(10) Si les galets marins de quartz pris dans un poudingue ferrugineux signalés par G. Fleury (1959) à 170 m sur le flanc du Bel-Air ne sont pas crétacés ils ne peuvent plus être que liés à la transgression redonienne.

Mais voici que Ph. Brébion (11), étudiant la faune malacologique du Redonien, croit pouvoir y déceler deux provinces ; la première s'étendrait depuis la Rance jusqu'à l'Anjou à travers le bassin de Rennes et la Mayenne... ; l'autre occuperait la basse Vilaine, le pays nantais et le littoral de Pénestin à la Vendée. Or cette dernière présenterait une association faunistique plus récente que l'autre et il est remarquable de noter que ses dépôts sont presque toujours inférieurs à l'altitude 30. On est donc tenté de conclure (12) qu'il n'y a pas eu une transgression redonienne mais deux, la première pénétrant comme celle de l'Helvétien par la Manche, la deuxième localisée sur le littoral atlantique, la principale crise tectonique pliocène se plaçant entre les deux.

Il ne paraît donc pas sage de mesurer l'ampleur de la transgression pliocène et l'importance de son remblaiement en prenant comme repères l'altitude de ses dépôts les plus bas et les plus élevés ; et il est contraire à la vraisemblance de dire qu'avant le Redonien la Loire avait creusé son cours inférieur jusqu'à la position actuelle. Mais il est exact que depuis le Miocène moyen chaque tentative de dégagement d'un relief pourtant modeste s'est trouvée paralysée par un remblaiement marin, de sorte qu'à travers ce travail de Pénélope le réseau ligérien a pu respecter jusqu'à l'aube du Quaternaire les topographies planes antérieures à l'ingression falunienne.

G. Denizot pense que l'encaissement s'est fait à partir de l'altitude 100 (position maximum actuelle des sables rouges angevins), et qu'une « pénéplaine » s'est alors développée à travers le Bassin de Paris méridional, Beauce comprise. Mais celle-ci n'a pas de réalité morphologique ; à l'aval de Blois elle est faite d'éléments de surface aquitaniennes plus ou moins ployés ; à l'amont elle utilise le plus souvent les restes du grand glacis burdigalien (surface meuiliérisée d'A. Cholley). Tout ce qu'on peut dire c'est qu'entre Nevers et Angers la Loire et ses affluents sont encaissés au mieux de 50 mètres (et plus souvent 40) sous des plates-formes très anciennes. Il est donc vain de chercher à y retrouver à tout prix la hiérarchie des terrasses élevées chère aux disciples de Depéret. En réalité la plus haute nappe alluviale quaternaire que nous ayons décelée s'élève de 30 à 40 mètres au-dessus de l'étiage selon les points.

Des restes alluviaux peuvent exister plus haut. Nous ne leur reconnaissons pas le qualificatif de terrasse. Des alluvions ligériennes pliocènes à rares éléments volcaniques ont pu évidemment laisser des lambeaux sableux sur les plateaux à proximité du fleuve ; mais outre que de légères déformations nous sont apparues probables au Quaternaire ancien, leur position ne prouve plus rien car le ruissellement en nappe sur tjaë, en les mêlant à du matériel

(11) Congrès Soc. Sav. de Paris et des Départements. Aix-Marseille, 1958 : Colloque sur le Miocène, p. 29-37 ; Congrès AFAS Angers, 1959 ; correspondance du 6-10-59 et 7-1-60.

(12) S'il ne s'agit pas simplement de deux provinces d'une même mer, le caractère endémique de la faune, déjà net à l'Helvétien, n'ayant fait que s'accroître au Pliocène avec l'individualisation de chaque gisement. Voir E. Buge, 1958.

miocène local, a pu les concentrer en certains points et leur conférer un semblant de stratification. Nous n'acceptons de parler de terrasse alluviale qu'en présence d'une forme topographique suffisamment continue, supportée par un dépôt suffisamment épais et structuré. Hors de ce principe on peut édifier telle construction qu'il plaira à l'imagination d'imposer au lecteur. Quant à l'existence de terrasses signalées en Auvergne par M. Derruau à 130, 100, 70, 40, 18 m sur l'Allier (1950 p. 24-32), et qui se raccorderaient en perdant de l'altitude relative à celles de la Loire berrichonne, elles paraissent bien être la meilleure preuve de gauchissements plio-quaternaires affectant cette région, et précisément P. Bout (1960) vient d'y mettre en lumière la réalité d'une tectonique villafrançhienne.

*
**

A travers l'auréole jurassique et les plateaux tourangeaux, les affluents de la Loire et le fleuve lui-même présentent un tableau parfaitement concordant avec ce qui vient d'être exposé.

A l'aval de Nevers les sables miocènes du Bourbonnais ont été façonnés en terrasse avec introduction de quelques éléments volcaniques (Saint-Léger) et faible éolisation; la nappe est mince, difficile à distinguer de son support plus ancien. Le fleuve s'est en effet contenté de remanier celui-ci en l'absence de tout versant capable d'alimenter le remblaiement. L'étalement de la pellicule sableuse très loin des deux rives, l'altitude relative (30-40 mètres) et surtout l'existence en contre-bas des autres termes de la série montrent que le phénomène est à paralléliser avec notre stade I de Sologne. A l'amont et à l'aval d'Herry on peut examiner en coupe la deuxième terrasse et suivre le versant calcaire raviné et tapissé d'alluvions grises éolisées jusque sous la plaine alluviale; ainsi la troisième nappe n'a-t-elle jamais été mise en valeur. Mais elle existe car R. Dion (1934 p. 179-80) précise que sous le limon de la plaine un « béton argileux » en place, analogue à une alluvion ancienne grossière, tapisse la partie occidentale des parois de l'auge, de sorte que la masse des alluvions actuelles est emboîtée à ses dépens.

La région de Sancerre, une fois de plus, mérite de retenir l'attention. Une foule de vallons secs rongent le plateau jurassique à des distances variables du fleuve, si bien que les oscillations du niveau de base local et l'influence des crises climatiques interfèrent pour donner des combinaisons d'une variété quasi-infinie. Mais à travers la patiente analyse de chacun de ces cas particuliers, un rythme très simple et fort instructif apparaît. Toute la région a été profondément façonnée par des formes de maturité ajustées sur un niveau ligérien de 180-185 m. C'est l'altitude de la « haute terrasse » (stade I de Sologne) et ce modelé semble avoir été mis en place lors de la période qui précède immédiatement la première crise froide. Le creusement est ensuite interrompu par une stabilisation à 170 m (moyenne terrasse de Saint-Bouize). C'est l'époque du grand épanouissement des grèzes et des plus fortes cryoturbations. A proximité de la Loire une troisième crise a

emboîté des replats ou édifié des banquettes de grèze grossière qui descendent jusqu'à quelques mètres sur la plaine alluviale. Plus tard encore, ajustés sur le fond rocheux actuel de la Loire se sont modelés des vallons à livree périglaciaire manifeste qui meurent au ras du lit majeur, et partout où un versant rocheux tombe droit sur celui-ci une pellicule de roche broyée par le gel le recouvre jusqu'en bas.

A en juger par l'impuissance de l'érosion actuelle on peut douter que les creusements qui séparent chacune des phases de stabilité se soient accomplis lors des interglaciaires, au moins les derniers. Plus probablement ils correspondent à un moment particulier d'une crise froide, le début ou la fin, comme la région de Sully nous l'a montré pour l'épisode séparant les stades III et III bis. L'érosion régressive a très inégalement pénétré. A Sancerre, celle qui précède le stade III n'a pas dépassé la grande faille le long de laquelle suintent actuellement des sources importantes (Fontenay, l'Etang); le long du ruisseau de Vinon elle atteint tout juste Récy. La majeure partie des vallons, les plaines modelées par la cryoturbation dans le Séquanien ont été dessinés au stade II; certains éléments sont plus anciens encore, mais on aurait tort de croire qu'au-dessus des ruptures de pentes ils ont cessé d'évoluer; on constate au contraire tout un jeu d'emboîtements locaux de formes ajustées sur les paliers « cycliques » si bien qu'on trouve à toutes les hauteurs des détails de modelé très frais contemporains du niveau ligérien le plus bas, mais décrochés et suspendus au-dessus d'éléments plus anciens.

Il est impossible de décrire chaque cas, même le plus intéressant, sous peine d'alourdir exagérément ces chapitres. On recommandera toutefois l'examen sur le terrain du vallon des Loges sous Saint-Andelain, des environs de Feux, et de tout le vallon de Chavignol jusqu'à l'aval de Saint-Satur, combiné à l'étude des éperons jurassiques qui flanquent la butte de Sancerre vers l'est. Ces trois unités suffiraient déjà à composer une sorte de petite synthèse des problèmes ligériens et berrichons, en sorte que les environs de Sancerre, déjà si riches à d'autres égards, résument tous les aspects du Bassin de Paris méridional.

*
**

Le bassin du Cher reproduit le dispositif ligérien sous une forme déjà plus schématisée. Autour de Saint-Amand on retrouve les trois édifices alluviaux principaux : haute terrasse de La Pereche (35-40 mètres) construite avec une forte part du m² local, d'ailleurs à peine encaissée sous la surface aquitanienne du plateau de rive gauche; terrasse d'Orval (15-20 mètres), plus riche en éléments cristallins frais et qui s'abaisse et s'effile en direction de l'étroit couloir de Bruère; basse nappe enfin, dissimulée sous la plaine alluviale au cœur du défilé et dans laquelle s'emboîte l'alluvion moderne, mais que recouvre un voile terreux brunâtre issu du versant, comme à Sully sur Loire (chap. E 22). Or à l'époque de la

haute terrasse, Marmande supérieure et sans doute Sologne filaient vers l'Auron car au nord du coude de capture on peut suivre jusqu'au delà de Bannegon, en lieu et place du Lias de la carte, un large manteau de sable grossier rougeâtre très caractéristique, emprunté au granite à deux micas de Cérilly mal décomposé, et qui atteste la puissance du phénomène d'épandage à cette époque. On voit que, même aux deux extrémités de la série chronologique quaternaire, rien ne manque d'essentiel pour qu'on retrouve les enseignements de la Sologne.

Jusqu'à Vierzon, Cher et Arnon parallèles, encaissés d'une trentaine de mètres en moyenne sous la plate-forme aquitanienne, se sont nourris des sables miocènes épars sur le plateau. La principale nappe alluviale correspond donc à la haute terrasse qui affleure presque au niveau du plateau. C'est à ce moment (stade I), on l'a vu, que celui-ci a été nettoyé du gros des sables (chap. D 42). A Lunery (13), Quincy, Diou, Lury... on peut observer en coupe l'épais remblaiement et étudier comment, aux approches de Vierzon, son large étalement et le caractère de faible éolisation de ses éléments viennent à propos pour rappeler qu'au même moment se modelaient non loin les grands glacis de Sologne (chap. E 21). En contre-bas, le détail des vallons secs permet de trouver trace du moyen niveau (Reuilly) et on extrait sous la plaine alluviale un matériau dont le calibre paraît souvent bien peu compatible avec la compétence de la rivière actuelle.

Mais à l'aval de Vierzon l'intérêt grandit brusquement grâce à la confluence de la Sauldre solognote. L'apport de matériaux frais explique l'extraordinaire engorgement de la terrasse de Saugirard qui correspond au moyen niveau (G. Denizot 1950-51) et offre près de Gièvres des exemples de structure tourmentée du plus pur style périglaciaire. Or il semble bien que la basse terrasse que nous avons suivie le long de la Sauldre depuis Argent jusqu'à La Ferté-Imbault (chap. E 21) s'ajuste à ce niveau de Saugirard. Ainsi la deuxième (et la plus haute) terrasse de la Sauldre, celle qui est liée aux grands glacis d'érosion de Ménétréol... se trouve remontée dans le temps jusqu'au niveau du stade I de la Loire qui a vu à l'aval de Gien s'épanouir l'ample plaine que l'on sait (chap. E 22). La concordance est donc parfaite. Plus à l'aval J. Dion (14) a mon-

(13) Ces poches karstiques profondes, garnies de sable à ossements du Quaternaire ancien (Saint-Prestien) signalées près de Rozière ne prouvent rien quant à l'âge des sables du plateau ni quant aux étapes du creusement. Elles ont pu s'approfondir ultérieurement et ne sont même pas dans la vallée. (G. Denizot, 1927, p. 500).

(14) D.E.S. Géogr. Strasbourg, 1951. Communiqué aimablement par l'auteur en même temps que le texte de Raymond Dion relatif aux terrasses de l'Indre moyenne (1952, même Faculté). Je ne suis pas trop d'accord toutefois avec J. Dion qui note une perte d'altitude (absolue et relative) rapide de la terrasse de Saugirard vers l'ouest jusqu'à Pouillé et qui l'attribue à une déformation tectonique. Il doit s'agir en fait des conséquences d'un engorgement temporaire de la nappe, dû à la confluence Sauldre-Cher-Fouzon et au stock de sable de Sologne contenu dans le bassin de Chabris, engorgement qui a pour contre-partie un amaigrissement vers l'aval. De même il n'y a pas grand chose à tirer de la prépondérance ici de quartz, là de silice, phénomène sur lequel insiste beaucoup l'auteur ; les premiers sont d'origine miocène (m^{2c}), les seconds dus à des apports du Fouzon : tous sont locaux.

tré aussi comment, à Montrichard, se détache de la plaine alluviale un bas niveau, net à Bléré, formé d'alluvions sableuses fines avec rares lits de cailloux, les mêmes que nous avons distingués à Salbris, emboîtées dans les matériaux grossiers du stade II (chap. E 21). G. Denizot (1950-51) qui l'a suivi jusqu'à la Loire le raccorde à sa « très basse terrasse » du Véron et de Vivy en Anjou, et c'est bien en effet de notre stade III (ou III bis) qu'il s'agit.

Rd. Dion (1952) a donné des terrasses de l'Indre moyenne un tableau minutieux et fin qui s'intègre fort bien, au prix de faibles retouches dues à nos propres observations, à celui dont nous poursuivons l'exposé. Entre Mers et Loches lui aussi décèle l'influence de trois crises froides, la première caractérisée par un intense ruissellement et la deuxième par des cryoturbations bien marquées, la troisième, beaucoup plus faible, accompagnée (ou suivie) par des manifestations éoliennes. Lors de la première phase une nappe de sables roux à quartz, empruntés au Miocène détritique du Boischaut (p¹ de la carte) avec addition d'apports cristallins et blocs « démesurés », s'étale dans une vallée creusée de moins de 30 mètres dans la plate-forme jurassique. Le Miocène d'Ardentes et le Crétacé sableux de Buzançais provoquent deux engorgements passagers qui hissent la terrasse jusqu'à une altitude relative de 15 voire 20 mètres. Ailleurs dans le Berry elle n'en garde que 6 à 7; puis à partir de Châtillon elle se dégage à nouveau, son profil en long tend vers l'horizontale et à Reignac elle se maintient à 16-17 mètres sur l'étiage.

A ses dépens s'emboîte une deuxième nappe plus mince, faite de grès calcaires entrecoupées de lits sableux. Vers Châteauroux le fond rocheux précédent n'a même pas été retrouvé; à l'aval (comme à l'amont d'Etrechet) il a été à peine recreusé. La sensibilité du Jurassique à la gélifraction fait qu'en Berry la deuxième terrasse garde 4 à 5 mètres d'altitude relative; dans la craie sableuse moins fragile elle s'élouffe et reste virtuelle, enfouie sous la plaine alluviale marécageuse (Châtillon). Puis aux approches de Loches elle réapparaît timidement. C'est au confluent de l'Indre et de l'Indroye qu'une troisième nappe, faite de sables éolisés mêlés de terre brune, s'individualise en une très basse terrasse. Ainsi l'Indre est pratiquement restée au stade atteint par le creusement au Quaternaire ancien. Sa sénilité apparente tient surtout à son impuissance à entamer les alluvions anciennes ou le calcaire perméable (faiblesse du débit relatif actuel, étroitesse du bassin versant, rôle minime du socle dans son alimentation). Il en résulte qu'actuellement encore le profil en long marque une légère convexité dans la traversée du Berry, suivie à l'aval de Buzançais par une section plus concave mais qui tombe bientôt à moins de 0,5 %. Or il en était de même au Quaternaire, surtout lors de la terrasse des grès. L'Indre reproduit par conséquent en plus grand ce que nous avons noté le long des petits vallons secs de Sancerre.

A l'aval du « canyon » de Courçay, étranglé dans le dur lacustre oligocène, une série de méandres (Veigné, Montbazou, Monts...) enveloppe des traces d'alluvions épaisses de 4 à 6 mètres. On doit à J. C. Yvard (1958, 1959a et correspondance personnelle) (15) une très intéressante étude de ce secteur. Elle montre que cette nappe rougeâtre et compacte s'est nourrie à du matériel grossier local et à la « terra-rossa » du plateau. Mais le sable et les gros quartz étrangers à la région témoignent d'apports lointains. La nature du matériel, l'altitude aussi (72 m), permettent de raccorder la terrasse à la nappe supérieure de Rd. Dion que celui-ci a suivie jusqu'à Reignac. Cette terrasse de 20-22 mètres à Montbazou paraît être contemporaine des lambeaux de sables roux signalés par G. Denizot dans la vallée de la Loire près du confluent (Rivarennas, Saint-Patrice) (16) et que cet auteur parallélise avec le niveau de Gien, la haute terrasse de La Ferté Saint-Aubin comme avec le haut niveau d'Eventard près d'Angers. Tout semble donc confirmer l'attribution de la nappe des sables roux à quartz de l'Indre, signalée depuis Ardentes jusque Monts, à notre stade I (Quaternaire ancien). En contre-bas, J. C. Yvard signale des restes d'une basse terrasse (12-15 m) à sable jaunâtre moins cohérent et surtout, sous la plaine limoneuse actuelle, une masse d'alluvions (6 mètres parfois) recouvertes par des placages de formations sableuses nivéo-éoliennes. La description et les photographies qu'il en donne montrent l'absolue identité de faciès avec ce que nous avons décrit à Beaufort en Vallée (chap. E 23). Ainsi la véritable basse terrasse de l'Indre reste-t-elle pratiquement virtuelle bien qu'elle révèle les deux stades climatiques relevés par nous ailleurs (III et III bis).

En conclusion, nous nous croyons autorisé à généraliser à tout le bassin (parisien) de la Loire les enseignements de la Sologne. Quatre crises froides ont édifié des nappes alluviales dont la plus haute s'élève au mieux à 40 mètres sur l'étiage, la suivante tenant lieu de ce qu'on appelait communément basse terrasse de 15 mètres (de 10 à 20 en fait). La troisième, de même style, oscille entre la plaine alluviale sous laquelle elle peut rester enfouie, jusqu'à 15 mètres sur l'étiage; elle supporte une « terrasse » tantôt virtuelle, tantôt épanouie, qui peut être un des plus beaux éléments du Val (très bas niveau de G. Denizot) mais dont les éclipses sont une source de confusion pour qui s'arrête au seul examen des formes topographiques. La quatrième enfin est constituée de placages éoliens qui, sédimentés dans l'eau ou la neige fondue, peuvent recouvrir la nappe la plus basse à quelque stade qu'elle appar-

(15) Travaux aimablement communiqués et commentés par l'auteur.

(16) G. Denizot (1921, p. 443 et 450, 1944-6) dédouble à vrai dire ce niveau en Touraine. Je n'ai pas d'argument à apporter pour ou contre, n'ayant pas étudié la question sur le terrain. Remarquons toutefois que le long de la Loire l'altitude relative est plus forte (30 à 40 m). Cela tient au fait que le profil de l'Indre inférieure est plus incliné que celui de la Loire (Chaput, 1917, p. 112-13).

tienne, ou s'emboîter dans la troisième. En somme l'altitude relative ne veut rien dire et ce devrait être le dernier des critères pour repérer et surtout définir une terrasse.

On se plaira à ce sujet à présenter quelques idées d'ordre général mais inspirées des problèmes ligériens. La confusion est encore telle actuellement en matière de terrasses alluviales que nous pouvons espérer participer utilement à ce débat interminable.

E 25 Remarques sur le problème des terrasses fluviales et la chronologie du Quaternaire

Depuis le début de ce siècle la pensée scientifique a beaucoup évolué au sujet des terrasses fluviales. On a commencé par établir un lien de cause à effet quasi intuitif entre leur existence et celle des « plages soulevées » marines. D'où l'idée, reprise de Suess, d'un rythme océanique eustatique à composante négative ayant ses répercussions sur l'évolution des profils en long. L'épaisseur des masses alluviales implique, semblait-il, des « remblaiements » donc des mouvements oscillatoires de la mer ; or dans la vallée du Rhône par exemple les grandes terrasses paraissent être des émanations des valluns morainiques. On était donc conduit à leur attribuer un âge glaciaire, et leur nombre étant heureusement limité à quatre, la terminologie alpine de Penck trouvait ainsi un nouveau champ d'application.

Malheureusement des considérations théoriques, d'ailleurs raisonnables, s'opposaient à ce schématisme, une transgression ne pouvant être contemporaine d'une importante capitalisation d'eau dans les inlandsis en crue. D'où l'opposition des glaco-eustaticiens aux thèses simplistes de Depéret et selon lesquels, le long des rivières de plaine tout au moins, la phase d'édification des terrasses ne peut être qu'interglaciaire. C'est la position d'H. Baulig qui n'excepte de cette règle que la partie amont d'une vallée englacée (1948). C'est également celle de G. Denizot malgré l'originalité de son thème.

Pour cet auteur en effet une seule grande glaciation (Riss) est décelable dans les Alpes françaises, à laquelle correspond une profonde régression marine et une crise généralisée de creusement le long des vallées ; c'est l'épisode « chelléen » attesté par la faible altitude relative du célèbre gisement de Chelles sur Marne et, ici et là le long de la Loire, par quelques pièces de même facture trouvées à 5 ou 6 mètres au-dessus de l'étiage. La transgression qui suit édifie alors un imposant remblaiement au sein duquel deux ou trois gradins sont ultérieurement taillés (Sologne, Anjou, Cher moyen...) ; puis à Würm le creusement dépasse le fond rocheux « chelléen » pour être partiellement annulé au Flandrien (1933, 1935^d, 1949, 1959).

On discerne à travers toutes ces conceptions le même grave postulat ; il réside dans cette docilité des profils en long au rythme souverain de la mer, creusements et remblaiements refluant à l'appel du niveau de base très loin à l'amont des réseaux hydrographiques. Or l'idée est gratuite, ou du moins très théorique et J. Bourcart (1947, 48, 57) a clairement démonté le mécanisme de sa genèse. C'est pourquoi l'apport de J. Tricart est capital dans ce débat (1947, 1948-52...) (17). Contrairement à ce qu'affirmait H. Baulig

(17) Et avant lui Y. Guillien à propos du cas particulier de la Charente (1938-1942, puis 1948).

(1948 p. 65, 1950 p. 52...) le phénomène périglaciaire a les mêmes conséquences pour les rivières de plaines que pour celles qu'une langue glaciaire a visitées. Tout du long de leur cours, et pour autant que le climat en question les ait façonnées et que les roches s'y prêtent, leurs versants dénudés et broyés par le cryoclastisme ont livré des masses abondantes de débris grossiers que les crues spasmodiques, pourtant violentes mais brèves, sont impuissantes à entraîner en totalité. Par contre en période tempérée, des eaux plus claires sont capables d'entailler un nouveau lit aux dépens de la nappe alluviale. Ainsi s'édifient des terrasses dites climatiques tandis qu'à l'aval il est possible que l'influence eustatique des régressions marines vienne interférer, absolument comme le proposait H. Baulig le long de la Durance et de la Crau. Encore sur ce point J. Tricart paraît-il moins sûr de lui (voir sa réponse à J. Bourcart dans J.B. 1947); et nous avouerons que lorsqu'il s'essaie à discerner le long de la Vesle ou de la Marne de telles imbrications, il ne nous convainc pas aussi bien qu'à l'ordinaire (1948-52 p. 285-93 et 308).

En somme le domaine fluvial directement soumis aux influences de l'eustatisme glaciaire a été considérablement réduit depuis l'époque où Depéret et surtout H. Baulig en faisaient le grand ordonnateur de l'édification des terrasses. La question est de savoir si on ne s'abuse pas encore en lui concédant un champ d'application important à l'aval des réseaux. L'étude d'un bassin comme celui de la Loire, si elle avait été poussée jusqu'à la mer, eut apporté enfin une réponse claire. Telle que nous venons de la présenter elle n'en permet pas moins de préciser quelques points.

Les terrasses ligériennes sont supportées par des nappes alluviales accumulées dans des conditions périglaciaires évidentes par des cours d'eau dont la compétence changeante restait hors de proportion avec celle de nos rivières actuelles. En outre elles sont étagées, c'est-à-dire que l'incision a pénétré bien au dessous du plancher de la nappe précédente, du moins sur le bord de la vallée car nous ignorons en général (sauf en Sologne au stade I) ce qui s'est passé dans l'axe de celle-ci. Compte tenu de l'épaisseur de l'alluvion, il y a donc présomption que le niveau de base général n'était guère situé à plus de 20 mètres au-dessus du 0 actuel quand se déclenche la première crise froide.

Or depuis le Néogène un phénomène universel de différenciation des continents et des océans se poursuit progressivement, les plates-formes continentales s'atrophient et l'on a fait remarquer depuis longtemps que les grandes transgressions du type mésozoïque seraient désormais impossibles. A cette échelle la cause n'en peut être que tectonique et elle commande tout le mécanisme eustatique. Avec un rythme évidemment inégal selon les temps et les lieux, le mouvement s'est poursuivi tout du long du Quaternaire dont l'approfondissement des vallées est l'apport morphologique principal. Mais c'est un phénomène qui déborde le cadre de la seule période glaciaire. Même dans le Bassin de Paris il ne manque pas de vallées dont l'essentiel du creusement était acquis avant les premiers froids. Les perturbations apportées par ceux-ci doivent

être considérées comme des accidents dans un mouvement plus général.

Remarquons maintenant que dans le bassin de la Loire les profils antérieurs à la première crise froide constituent un ensemble plus cohérent et plus continu que les suivants. Cela signifie apparemment que le réseau bien hiérarchisé était parvenu, sous l'influence d'un niveau de base général, à un stade de maturité avancé. Mais si la haute nappe alluviale liée à ces formes existe partout, il n'en est plus de même des suivantes. Les vagues d'érosion interrompues par les épisodes de remblaiement sont parvenues plus ou moins loin selon l'importance des débits et la nature du substratum : la Vienne incise profondément la troisième nappe tandis que l'Indre, dont le débit moyen est quatre fois moindre (et les grandes crues huit fois plus faibles), coule encore parfois dans le Berry sur les restes de la première ; mais le Cher, pourtant plus à l'amont, a mieux obéi aux sollicitations du fleuve.

De telles disharmonies s'accusent quand on s'intéresse aux petits vallons de la Champagne, affluents directs ou indirects de la Loire. Mieux, elles existent aussi d'un segment à l'autre de celle-ci. On a vu que l'importance de l'engorgement était fonction de la nature des versants, mais aussi que la résistance de la roche en place influait sur la profondeur de l'incision suivante. Le cas le plus frappant est celui du Val de Saint-Benoît où la base du Miocène sableux n'est pas encore atteinte alors qu'à l'amont et à l'aval le thalweg s'incruste dans des assises bien plus résistantes et de surcroît plus avares de leurs débris. Or de Gien à Saint-Cyr en Val la basse nappe alluviale émerge de la plaine, s'épanouit en une belle terrasse de 10-12 mètres puis s'atrophie et disparaît ; plus à l'amont il en avait déjà été ainsi temporairement dans le Val de Léré (et peut-être dans le Bourbonnais), et l'on sait qu'après quelques timides réapparitions devant le débouché des affluents solognots (Blois) elle s'hypertrophie à nouveau en Anjou sédimentaire pour s'éteindre dès les Ponts de Cé.

On voit que sous la double influence lithologique des versants et du sous-sol la même nappe alluviale peut prendre des altitudes relatives fort variables. Qu'en conclure sinon qu'au plus vif de la crise d'accumulation ou de creusement, ce sont les conditions locales qui commandent l'évolution ; la désorganisation du profil en long est parfois telle que l'ensemble du réseau se résout temporairement en une série d'appareils relativement indépendants mis bout à bout, avec des sections affluentes suspendues, des ombilics et des étranglements, toutes choses qui ne sont pas sans rappeler les caractéristiques du lit glaciaire, sans parler de cette auge alluviale à fond plat, modelée sous la dalle caillouteuse par l'érosion en nappe.

En somme c'est la forme du lit pré-glaciaire qui impose les modalités du remblaiement, et cela dans chaque tronçon homogène de la vallée ; voilà pourquoi les terrasses et le lit actuel affectent ce grossier parallélisme qui surprend l'observateur, alors que les variations de la compétence, des débits, de la charge, d'une période à l'autre eussent dû entraîner la réalisation de profils très différents.

Et sans doute, en théorie et avec du temps, les choses se seraient-elles passées comme le raisonnement l'implique ; mais puisqu'il n'en est rien, puisque par exemple un remblaiement alluvial climatique ne s'épaissit pas vers l'amont, c'est qu'apparemment les moyens et le temps de le faire ne lui ont pas été accordés. Le quaternaire est-il donc si court ? Sans doute, mais on croira plus volontiers que les périodes morphogénétiquement efficaces furent brèves, encadrées par de longs silences dont notre époque est un exemple si l'on en juge par les rivières du Bassin de Paris. On peut même douter que la dissection d'une nappe alluviale soit un fait à proprement parler interglaciaire. Il doit exister un moment privilégié, proche de l'accumulation, où les débits sont encore importants saisonnièrement tandis que les versants ont déjà cessé de livrer du matériel ; alors se dégagerait la terrasse, en chaque point du cours simultanément, mais là seulement où les conditions sont favorables. Pas question d'érosion régressive eustatique dans tout cela.

Tout se passe donc comme si le réseau ligérien, ajusté au Quaternaire ancien sur un niveau marin situé vingt à trente mètres au-dessus de l'actuel avait tenté de suivre un abaissement général des mers ; mais gêné par la fréquence des crises climatiques il a vu progressivement la belle hiérarchie initiale de ses éléments se dégrader, dégénérer en une sorte de féodalité un peu anarchique de relations locales complexes, entre lesquelles l'influence unificatrice de la Loire se faisait de moins en moins facilement sentir.

*
**

Le glacio-eustatisme est une notion infiniment vraisemblable mais, à notre avis, mal établie sauf pour ce qui est du dernier épisode, lequel sert de caution au reste. De toute façon on peut se demander dans quelle mesure les oscillations du niveau de base se sont répercutées vers l'amont.

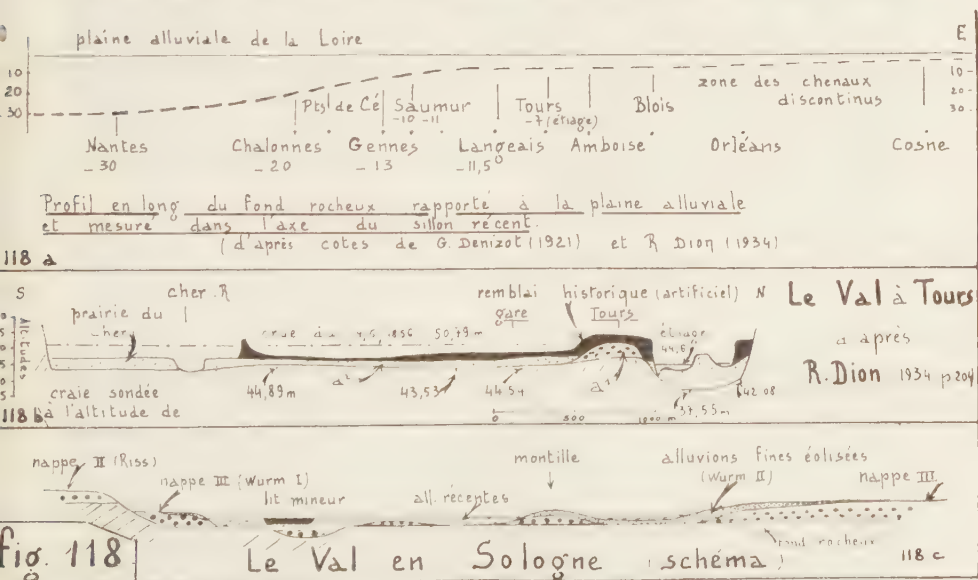
Nous leur refusons le moindre rôle dans l'édification des nappes alluviales anciennes qui s'empilent sur 10 à 15 mètres au mieux. H. Baulig pense qu'une rivière est susceptible de remuer entièrement une épaisseur d'alluvions égale à l'ampleur de ses crues (1948 p. 58). Celles-ci sont actuellement sur la Loire de 5 à 6 mètres au maximum ; on peut penser qu'elles ont été beaucoup plus fortes lors des grandes débâcles de printemps, alors qu'un tjäle imperméabilisait la région. Dans ces conditions l'importance réelle des « remblaiements » se réduit à assez peu de choses et il est bien vain de mettre en branle des fluctuations du niveau marin pour les expliquer ; les phénomènes ne sont pas à la même échelle.

Il est plus difficile de nier l'influence des profondes régressions temporaires sur la dissection de la nappe en terrasse. Deux faits marquants ont été avancés à leur actif ; examinons-les brièvement.

Nous ne croyons guère au creusement « chelléen » de G. Denizot. Même le long de la Marne, que nous connaissons bien de Meaux à

Château-Thierry (18), on retrouve aisément la trace de trois nappes « périglaciaires » étagées comme sur la Loire ; la plus haute emboîtée d'une bonne centaine de mètres sous le plateau de Brie ne domine la rivière que de 20 à 25 mètres ; elle est profondément décalcifiée et rubéfiée en surface. La plus basse reste enfouie sous la plaine alluviale formée d'une épaisse couche de limon remanié ; celui-ci n'est pas flandrien : il constitue à sa manière un petit remblaiement climatique tardiglaciaire que les défrichements ont dû prolonger jusqu'à une époque récente (érosion anthropique). Sur la Seine, à La Celle sous Moret, H. Alimen décrit exactement le même dispositif (1957a) et pour J. Tricart (1947b) l'influence de la régression würmienne n'a guère dépassé Paris. Il est donc bien possible qu'à Chelles la basse terrasse (12 m) sous laquelle gisait l'outillage, d'ailleurs roulé, n'appartienne pas à la plus récente construction quaternaire, et de toute façon des remaniements ne sont pas exclus. De même, et à fortiori, les quelques pièces livrées par les alluvions anciennes de la Loire en Orléanais, en Anjou..., de position douteuse ou de faciès discuté, ne suffisent pas à établir la réalité du dispositif proposé par G. Denizot.

L'influence de la grande régression würmienne souffre moins de discussion. Les faits semblent bien établis (G. Denizot 1921 p. 459-469. R. Dion 1934 p. 178-188). Le long de la Loire moyenne la basse nappe alluviale repose sur une auge très large, hors de proportion avec les possibilités de l'érosion actuelle. En Touraine, de Chaumont aux approches de Saumur, elle est défoncée par une sorte de gouttière noyée d'alluvions récentes en majorité, creusée à 5-6 mètres sous l'étiage soit 10 mètres sous la plaine, et dans laquelle le plus souvent le lit mineur se trouve coincé (fig. 118 b).



(18) J. Gras 1946. DES Géogr. Paris « Le réseau hydrographique de la Brie septentrionale » (manuscrit). Etude reprise à cette occasion et très modifiée sur le fait des terrasses.

A l'amont cette rainure se résout en une série de chenaux discontinus, bien marqués seulement dans les sections facilement érodables, et qu'on signale au moins jusque Cosne. A l'aval de Saumur elle s'approfondit rapidement : 13 mètres à Gennes, 20 à Chalonnes, 30 à Nantes. En même temps elle s'élargit dans la section armoricaine jusqu'à faire disparaître toute trace de l'auge ancienne. Grâce au « chronomètre préhistorique » de Saint-Nazaire (Kerviler) on peut suivre les étapes du remblaiement flandrien qui l'ennoie, formé de minces couches de vase organique et de sable, donc les progrès de la transgression. On est tenté de penser que de Cosne à la mer ce sillon matérialise les conséquences de la régression würmienne.

Pourtant la figure 118 a montre qu'il n'y a pas nécessairement de relation entre les deux secteurs qui, de part et d'autre de Saumur, sont séparés par une rupture de pente. Seule la gorge d'aval, qu'on peut dire de surcreusement, est sûrement due à une remontée d'érosion régressive. De tous les affluents seule la Vienne et un peu la Creuse ont été nettement influencées par le même phénomène. Mais R. Dion note qu'entre Chinon et la Loire la gouttière de la Vienne est elle-même suspendue au-dessus de celle qui, bien creusée déjà, affecte le lit rocheux du fleuve et qu'elle rejoint par une sorte de gorge de raccordement. Il y a donc présomption que l'influence directe du glacio-eustatisme n'affecte que la partie de la Loire située à l'aval de Saumur à l'exclusion du reste du bassin, affluents compris. Au-delà, toutes les incisions qui ont percé le soubassement de la terrasse inférieure s'apparentent à celles qui, à d'autres époques du Quaternaire, ont dégagé les gradins supérieurs ; elles témoignent d'un rapport charge-débit favorable, donc avant tout d'un certain contexte climatique et non d'un niveau de base anormalement déprimé. La basse terrasse n'est-elle donc pas würmienne comme la régression ? Ceci nous amène à placer enfin le problème dans son cadre chronologique.

*
* *

Nous hésiterions à plaquer sur des réalités ligériennes un vocabulaire bavarois si des arguments sérieux ne nous permettaient d'émerger d'une arithmétique souvent sommaire et subjective. De l'Europe centrale à l'Atlantique, des jalons existent. Entre beaucoup d'autres (dont ceux d'A. Cailleux), les travaux de J. Tricart sur la Champagne et la Lorraine, puis sur l'Alsace, l'Yonne, la Sarthe..., ceux des morphologues allemands avec lesquels l'école de Strasbourg garde tant de liens, ceux de Mme Ters et d'Y. Guillien aussi sur le centre-ouest, nous frappent par la convergence des résultats et l'analogie qu'ils offrent avec les nôtres. La vallée de l'Illeusne notamment reproduit, à quelques minces détails près, la succession des événements dont la Loire moyenne nous restitue le

dérèglement. Nous nous risquerons donc à intégrer le Quaternaire du Bassin de Paris méridional dans un cadre européen (19).

Il semble bien que notre première crise froide, celle qui a connu le façonnement des grands glacis solognots et l'édification des hautes terrasses, puisse être parallélisée avec Mindel. Elle est caractérisée par la puissance du ruissellement en nappe, indice probable de neiges abondantes et de contrastes saisonniers bien marqués, et par une éolisation modérée qui cadre fort bien avec ce que les parages des moraines de l'Elster ont enseigné à A. Cailleux ou le Quaternaire ancien de la Vendée occidentale à Mme Ters.

Les dépôts après leur incision ont été altérés par une action pédologique qui témoigne d'un interglaciaire chaud et humide. Cet argument est le meilleur qui nous permette d'asseoir notre datation. Aux dépens d'alluvions exclusivement sablo-argileuses, l'altération s'est traduite par une décoloration due aux acides organiques et par une destruction des structures alluviales que l'éolisation du Würm final a d'ailleurs contribué à renforcer; sur les deux autres terrasses le phénomène est loin d'avoir la même ampleur. Mais si le dépôt contient du calcaire il se montre en surface profondément décalcifié et rubéfié; sur la Marne on peut évaluer à 3 ou 4 mètres l'épaisseur de la zone affectée. Le trait est général et bien connu; E. Patte le décrit dans la vallée du Clain, H. Alimen à La Celle sous Moret comme sur le piedmont pyrénéen; il a servi en Bavière à distinguer le Deckenschotter du Riss, en Bièvre-Valloire à séparer les formations fluvio-glaciaires; on le retrouve en Italie (feretto des moraines de l'Adda) et J. Tricart l'a signalé en Champagne au sommet de sa grève I. D'où notre choix. Mais le bassin ligérien ne permet pas de remonter plus haut dans le quaternaire; nulle trace des cryergies signalées dans le Velay et l'Auvergne par P. Bout

(19) Références des ouvrages et articles auxquels il est fait allusion dans ce chapitre :

Études principales : J. Tricart, 1947^a et 1947^b, 1948-52, p. 294-303, 1951^c, 1958^b; H. Poser et J. Tricart, 1950; Y. Guillien, 1942, 1948, 1952, 1955, 1956, 1957; A. Cailleux, 1936, 1942, 1952^b, 1953, 1954; M. Ters, 1951, 1952, 1953^a, 1953^b, 1955, 1958; R. Fridman, 1957; H. Alimen, 1957^a; J. Bourcart, 1947, 1950-51, 1957; H. Baulig, 1948, 1950; J. Tricart et A. Cailleux, 1953^a, p. 55 à 94; M. Gignoux, 1950, p. 648-714.

Le Quaternaire récent dans l'Ouest (et les régions atlantiques) : M. Ters (voir bibliogr.); R. Fridman, 1957; Y. Guillien, 1938, 1942, 1948, 1955; G. Gardet, 1946^b et 1947^a; H. Enjalbert, 1949; G. Astre, 1952, 1958; E. Patte, 1957; F. Bordes, 1955; A. Guilcher, 1957, 1948; A. Meynier, 1957, 1958-59 (voir réponse d'A. Guilcher et J. Corbel dans *Noroi*, n° 16); H. Elhai, 1958; R. Battistini, 1953, 1955; M. Gigout, 1957^a et ^b, 1958; P. Biberson, 1958.

Le Würm en Europe moyenne et méridionale : J. Tricart, 1958^c; H. Poser (sous la direction de... sept études sur l'Allemagne moyenne et les Alpes bavaro-autrichiennes : CR par J. Tricart, 1955^a); H. Poser..., glaciations du Harz CR par J. Tricart, 1951^b; C.-H. Edelman, 1955, 1946; J. Tricart, études sur l'Alsace, 1949^b, 1950^b, 1951^a, 1955^c; A. Cailleux, 1953; F. Ellenberger, 1951; A. Rondeau, 1952, 1954. Voir aussi les fiches bibliographiques de la *Rev. Géom. Dyn.*, nos 110, 154, 192, 197; 366, 371, 376, 406; 587, 675, 764, 766, 786, 878.

Périodes pré-Wurm : F. Bourdier, 1958; H. Poser..., CR J.T., 1955^a; E. Kremer, 1954; A. Journaux, 1951; J. Tricart, 1952^a; Y. Boisse de Black, 1935. Voir aussi fiches bibliographiques de la *Rev. Géom. Dyn.*, nos 677, 766, 772, 786, 873.

Variations des faunes et des industries : L. Joleaud et H. Alimen, 1945; Y. Guillien (in H. Baulig, 1948, p. 23); H. Alimen, 1957^a et 1954; F. Bourdier, 1954; G. Denizot, 1933; Y. Boisse de Black, 1935

(1960) au Villafranchien; rien qui se rapporte au Günz donc, et encore moins au Danube; cette absence peut aussi bien être le fait d'une influence océanique modératrice que d'une confusion des dépôts due à la trop faible incision pré-Mindel des vallées.

La moyenne terrasse de la Loire se placerait donc au Riss. Tout y invite : puissance de la cryoturbation, importance des grèzes, paléo-sols gris ou bruns, bien moins développés que ceux de la haute terrasse mais affectés par une nouvelle crise froide. L'abondance des fentes en coin à ce niveau témoigne d'un froid très vif et l'on sait qu'autour des Alpes comme en Allemagne du nord les glaces ont connu alors leur extension maximum; mais il est impossible de retrouver trace de quelques-unes des huit pulsations décelées au bord de l'inlandsis allemand.

Par contre le Würm nous laisse moins démuné. La troisième nappe alluviale qui forme basse terrasse quand l'incision ultérieure y a consenti appartiendrait au Würm I : froid humide sans doute puisque la solifluction nourrit encore l'alluvionnement, peu ou pas d'éolisation qui ne se déchaîne qu'ensuite, mais avec quelle puissance ! Les fentes en coin sont très rares et liées aux versants des vallons qui entament la nappe, donc à sa dissection; la blocaille calcaire des bas de versants donne rarement des grèzes mais il arrive que celles de Riss soient affectées et remodelées par la cryoturbation. Quand l'alluvion contient des pièces archéologiques, les plus récentes sont des éclats Levallois, à la rigueur du Moustérien moyen, mais le Moustérien supérieur repose déjà, libre, à la surface de la terrasse.

Celle-ci dans les circonstances les plus favorables a été entaillée et ce, d'une façon très inégale (20 mètres sur la Maine, 15 en Sologne, rien le plus souvent sur les affluents secondaires). Puis un froid sec est venu, caractérisé par l'importance des actions éoliennes dont les produits esquissent un nouveau remblaiement fluvialile ou édifient des appareils nivéo-éoliens encore frais. Alors sans doute se forme cette croûte d'exsudation blanche qui fige toutes formes dans la région jurassique et que R. Fridman signale aussi à l'île de Ré. En Europe centrale on n'ignore pas que deux et parfois trois crises froides sont décelables à Würm. Le froid vif, les loess abondants, les trois stades allemands du recul de l'inlandsis même, sont attribués à Würm II (ou III) postérieurement à l'Aurignacien; plus de fraîcheur et d'humidité serait la part du premier. On sait aussi qu'après Würm III, des Alpes à la Scandinavie, on discerne les effets d'une détente climatique (Alleröde) suivie par une brève offensive du froid et de la glace (Nouvelle Toundra, Salpausselka); sur le Rhin inférieur une des grandes périodes d'accumulation dunaire daterait même de cette dernière époque. Où placer dans toute cela notre épisode éolien, et surtout comment va s'intégrer la grande régression « würmienne » dans l'histoire du façonnement des vallées?

Pour J. Tricart, près du Mans, l'éolisation succède à l'entaille de la basse terrasse et c'est bien notre impression aussi à Sully comme en Anjou. C'est aussi celle de Mme Ters qui a mis en valeur des rapports

parfois subtils mais desquels se dégage un fait capital : le head qui ennoie la (ou les) plages bas-monastiriennes a été disséqué par une puissante érosion linéaire ajustée sur un niveau marin très déprimé. Il contient du Moustérien et est recouvert par un limon éolien contemporain semble-t-il de la phase sèche et froide de l'Aurignacien, emprunté à l'estran qui découvre de plus en plus. L'incision du head et des thalwegs serait encore postérieure, de l'Aurignacien final au début du Magdalénien, liée à une phase plus humide qui voit la forêt réinvestir le littoral et qu'interrompt encore un retour du froid vif (Magdalénien supérieur). Par contre l'île de Ré montrerait l'apparition des premières cryoturbations et du head avant même que la mer ait cessé de sculpter la dernière plate-forme monastirienne. C'est aussi l'avis d'A. Guilcher et semble-t-il d'H. Elhaï comme d'A. Meynier pour des littoraux plus nordiques.

Si l'on accepte donc la position des auteurs spécialistes des littoraux armoricains on dira que le Moustérien moyen a connu une phase de solifluction importante, responsable de l'édification de notre basse terrasse ligérienne, à un moment où la mer stationnait encore à peu près à la position actuelle. Puis se placerait l'épisode éolien contemporain de la régression, après quoi seulement s'inciserait le cours inférieur des vallées, y compris la Loire. La gouttière tourangelles, garnie de sable éolisé, serait donc plus ancienne que la section mieux creusée d'aval. Partant elle ne serait pas liée à la régression « grimaldienne ». De la même façon nous exprimons les plus nettes réserves sur l'emploi du terme « flandrien » pour caractériser les plaines humides de la majeure partie des vallées du Bassin de Paris. Seul l'indubitable remblaiement vaseux des estuaires et les plaines maritimes y ont droit; mais très vite vers l'amont des cours d'eau on passe en continuité à une nappe d'alluvions fines tardi-glaciaires et post-glaciaires qui est à sa façon aussi « climatique » que le sont les terrasses.

En somme la seule oscillation glacio-eustatique qui soit bien connue a eu très peu d'influence sur le façonnement des vallées; on peut douter alors que les précédentes aient été plus efficaces.

De tout cela résulte qu'on a sans doute tort de mêler des notions qu'un lien de causalité ne réunit par forcément. L'approfondissement des vallées dont nous parlions plus haut s'est poursuivi après Mindel malgré des perturbations apportées par la série de crises froides et à causes desquelles la continuité et la hiérarchisation des profils ont été gravement compromises. En même temps la mer perdait semble-t-il de 20 à 30 mètres; mais ce mouvement était suivi d'une manière de plus en plus lâche par les rivières sur lesquelles les oscillations secondaires du niveau marin n'avaient guère de retentissement. Parallèlement à ces événements le climat abandonnait peu à peu le caractère encore tropical qui caractérise le quaternaire ancien et, d'un interglaciaire à l'autre, on voit les sols perdre leur coloration, la flore et la faune se modifier. Dans ces domaines les innombrables pulsations que les spécialistes décèlent sont comme une vibration dans un mouvement plus général. D'ailleurs la faune « froide » (El. prim.) n'est apparue que tardive-

ment, avec le Würm, assez bien localisée dans l'espace, et le Renne ne s'épanouit chez nous qu'à la fin de la période, la plus froide et la plus sèche. Voilà une évolution qui n'obéit donc pas au rythme des glaciations. Il y a pire enfin; nous venons de montrer (et ce n'est pas une remarque nouvelle) que la grande régression pré-flandrienne est fort en retard sur le maximum d'extension de l'inlandsis vistulien; ce fait laisse peser une grave équivoque sur le lien qu'on établit communément entre les deux mouvements; il est vrai qu'il faudrait embrasser l'ensemble du globe pour en juger.

En définitive on constate au Quaternaire un ensemble de phénomènes obéissant chacun à un rythme propre et l'on soupçonne entre eux des rapports qui sont encore mal élucidés mais que la pédagogie tend malheureusement à schématiser. Au sujet des vallées une seule chose reste claire; la persistance du processus d'approfondissement et l'intervention de crises climatiques contrecarrant ou favorisant le phénomène. Dans les manuels le problème des terrasses ne devrait pas être intégré à des considérations théoriques sur l'érosion cyclique « normale »; il devrait être la pièce maîtresse des chapitres étudiant les rapport complexes qui se nouent entre profils en travers et en long en cours d'évolution et ceci, évidemment, dans le cadre général de la géomorphologie climatique.

CONCLUSIONS

A l'époque où nous abordions l'étude des reliefs du Bassin de Paris méridional ce dernier avait déjà servi de thème à une abondante littérature, surtout géologique. Pendant un demi-siècle ses formations continentales ont alimenté une querelle dont les éclats ont à plusieurs reprises attiré l'attention des géographes. Quand Vacher publie en 1908 sa thèse sur le Berry il recueille le fruit du duel de Grossouvre-Dollfus. Mais ces derniers sont en désaccord sur tout et la géomorphologie est loin d'avoir encore trouvé sa méthode. Incapable d'intervenir efficacement dans le débat, Vacher se contente d'en faire le point et ses choix, le plus souvent en faveur de Dollfus, sont gratuits. Cette œuvre, qui d'ailleurs néglige beaucoup trop les problèmes de modelé, n'a plus guère qu'un intérêt historique. Une nouvelle polémique anime encore la période 1936-1947. B. Bomer (1951-2-6), X. de Planhol (1946), J. Beaujeu-Garnier (1948-50) entre autres y puisent certains de leurs arguments. C'est à ce moment (1948) qu'A. Cholley nous demande de reprendre la question dans son ensemble. Que savait-on alors du Bassin de Paris méridional ?

C'est un fragment de bassin sédimentaire avec ses plates-formes délimitées par des lignes de côte et son réseau correctement adapté au pendage des strates. Rien que de classique en somme. Aussi n'est-on pas tenté d'approfondir des faits aussi évidents. Sous l'influence des doctrines polycycliques triomphantes vers 1920-30 on s'efforce simplement de retrouver au sud de la Loire les mêmes niveaux d'érosion qui auraient marqué ailleurs les étapes du dégagement des cuestas. Chaput (1917) croit déceler de « hautes terrasses » au flanc des massifs sancerrois et nivernais à plus de 300 m. H. Baulig (1928) s'applique à retrouver dans la totalité du Bassin de Paris des aplanissements eustatiques pliocènes non déformés à 180, 280, 380 m. Mais la Champagne Berichonne dépasse rarement 160 m et supporte assez de dépôts tertiaires plus anciens pour compromettre la thèse d'un dégagement tardif de surfaces d'érosion emboîtées. Aussi ces deux auteurs utilisent-ils largement les formations sableuses continentales dont les remblaiements éphémères se seraient accumulés sur plusieurs centaines de mètres avant de disparaître presque entièrement. Toutes ces affirmations sont terriblement gratuites, entachées d'esprit de système ; elles mènent

droit à des contradictions insolubles. On peut d'ailleurs remarquer qu'II. Baulig évite de chercher ses exemples dans la région qui nous intéresse. D'autres auteurs sont plus nuancés. Bien avant A. Cholley, A. de Lapparent (1896 p. 194-5) pressentait l'importance d'une surface très générale dans l'est du Bassin, façonnée en fonction du lac de Beauce ; mais sa pensée manque de netteté car le rôle des déformations ultérieures semble minimisé. A. Briquet (1908) qui croit à un grand aplanissement pliocène admet par contre sa dislocation et finira même par rendre celle-ci responsable des reliefs du Vierzonnais (1931). G. Denizot (1927) préfère envisager l'emboîtement d'une surface pliocène imparfaite aux dépens d'une pénéplaine pré-miocène mieux réussie mais déformée.

Parallèlement à ce type de recherches les morphologues découvrent les « anomalies » du relief de côte berrichon. Près de Vierzon des dépôts lacustres éocènes butent au pied de la faible cuesta crétacée. De Grossouvre avait déjà signalé le fait. L. Aufrère (1931 ^o) le reprend, le met en lumière, édifie là-dessus une harmonieuse construction qui fait la part belle dans le relief actuel aux formes fossiles que l'érosion récente exhume. C'est le cas semble-t-il aussi de la petite cuesta liasique aux approches de la Brenne ; deux fois, à l'Eocène et au Miocène, des formations détritiques l'ont ennoyée ; on sait également qu'en Anjou le falun miocène s'est insinué dans une faible dépression périphérique et que ses restes subsistent, plaqués contre la petite cuesta turonienne. Le fait a donc quelque généralité et paraît caractériser les reliefs de côte du S.O. du Bassin de Paris : il s'agit toujours toutefois de reliefs mineurs. A l'arsenal des types de cuestas venait s'ajouter celui, original, des formes fossiles exhumées. Mais bientôt certains auteurs s'enhardissent jusqu'à interpréter de même les reliefs autrement importants de la Puisaye et du Sancerrois. X. de Planhol (1946), B. Bomer surtout (1951-2-6) engagent ainsi les géographes à douter de l'efficacité des processus d'aplanissement dans le Bassin de Paris méridional. A. Cholley venait de montrer la perfection de la surface aquitano-burdigalienne autour de Paris (1943) ; J. Tricart en signalait l'extension à l'est du Bassin (1948-9) ; au sud il allait donc falloir accepter de la cantonner dans les parties basses, formées de roches dures, telles la Champagne Berrichonne et croire à l'immunité depuis l'Oligocène de masses souvent sableuses. Du moins cette étrange situation ouvrait-elle des perspectives quant au mode de développement des surfaces d'érosion, fruits de la coalescence d'aplanissements locaux nés autour de cuvettes isolées qu'ils tendent à agrandir (A. Cholley 1953).

Le thème était beau ; nous en avons un instant subi la séduction. Il faut dire que les nouvelles éditions des cartes géologiques ligériennes y poussaient de toutes la force de leurs affirmations péremptoires. Les énigmatiques buttes de Gron, posées sur la Champagne au pied du Sancerrois, autrefois prises pour de l'argile à silex, sont maintenant traduites en formations de transport éocènes ; elles suggèrent la fossilisation. De la Puisaye à la Seine par le bassin du Loing, comme aux limites de la Touraine et du Berry,

dans le Boischaut, d'étranges traînées caillouteuses aux éléments bien roulés sont rapportées à l'Eocène supérieur ; eles racontent semble-t-il la destruction d'importants reliefs calcaires, jurassiques et crétacés, aux prises avec de véritables fleuves torrentiels. Or ces dépôts débordent la trace des failles nivelées de Cosne, évitent toutefois le bloc sancerrois, préfigurent le fameux Loire-Seine. Il y a là en germe l'idée d'une tectonique éocène et d'un nivellement imparfait, et assez de matériaux détritiques pour édifier tel remblaiement que nécessitera la thèse des reliefs fossiles. D'ailleurs d'autres nappes analogues mais plus anciennes sont présentées aussi par les cartes. Elles laissent entendre que déjà au Sparnacien des reliefs de côte existaient en Puisaye. On devine à l'Eogène une marche pénible de l'érosion venue de la cuvette parisienne, progressant par des « chenaux » au flanc d'une sorte de « coupole » où culmine le Morvan. Les cartes décrivent aussi le long du Cher le cheminement des sables granitiques miocènes en direction de la Sologne qu'ils envahissent à l'ouest de Vierzon. Le bloc sancerrois est donc évité, le couloir Cosne-Gien inutilisé (ou non encore affaissé) et précisément il faut attendre l'épisode falunien pour que s'y engage le fleuve « pré-ligérien » issu du Bourbonnais. La genèse de la Loire est donc tardive, liée à d'ultimes mouvements tectoniques...

Après des années de piétinement, engagé dans un labyrinthe de contradictions insolubles, nous avons fini par douter en bloc du bien-fondé de toute cette cartographie. Cela impliquait de la part d'un non spécialiste une révision sérieuse de toutes les formations continentales réparties sur 22 feuilles au 1/80.000 ; entreprise scabreuse, inquiétante. Aussi n'est-ce pas sans surprise que nous avons vu fondre devant notre analyse des pans entiers de la carte. Légendes des fleuves torrentiels ludiens, issus du Nivernais ou de la Marche ; injustifiée cette tectonique éocène du Sancerrois ; correcte la vieille cartographie des buttes de Gron qui sont bel et bien un fragment de Crétacé en place et non un dépôt tertiaire ; légende encore pensons-nous, ce fleuve pré-ligérien engagé tardivement dans le couloir de Cosne. Du même coup nous croyons à l'origine commune des sables de Sologne et du Bourbonnais (remaniements de surface mis à part) ; ces derniers se sont avancés vers Gien en même temps que ceux du Cher débordaient Vierzon ; la Sologne avait deux affluents et les sables granitiques se sont épandus dans le bassin du Loing bien plus largement qu'on ne le dit. Ces transports se sont effectués alors même que le massif sancerrois prenait naissance, d'où la dislocation de la nappe sableuse vers Gien qui simule un emboîtement cyclique. Et puisqu'on a pris pour miocènes des alluvions qui sont, à notre avis, quaternaires, c'est tout le problème des terrasses ligériennes que nous étions condamné à reprendre pour justifier notre thèse (1). De tout cela résulte que

(1) D'une manière générale ce que nous pensons être des erreurs d'interprétation sont dues à l'ignorance où l'on était, il n'y a pas longtemps encore, de l'importance du phénomène périglaciaire, capable de brouiller des structures

la morphogénèse du Berry, de la Puisaye, du Nivernais... obéit à de tout autres lois que celles que nous exposons plus haut. Reprenons d'un trait notre argumentation.

Vers Blois et Selles-sur-Cher le lac de Beauce s'est avancé à l'Aquitanien, grâce à de légers mouvements tectoniques, sur une plaine d'argile à silex jonchée de dépôts lacustres plus anciens que lui. Mais à divers indices on devine qu'un effort d'aplanissement retouche cette plaine éogène. La Champagne de Châteauroux, autrefois couverte d'un manteau sableux érélacé, a été dégagée grâce à une flexure qui court le long de la côte actuelle vers Levroux-Guilly, l'anticlinal de Graçay décapé, et tous les débris précipités dans les eaux du lac. Or cette surface d'érosion, polygénique mais aquitanienne en définitive, on peut la suivre vers l'est, toujours aussi impeccable ; elle nivelle les failles du Vierzonais (Saint-Florent) du Berry oriental (La Guerche), du Sancerrois, du Nivernais... Rien ne lui a échappé et la grande crise tectonique, que tout invite à dater de l'Oligocène supérieur comme en Bourgogne, laisse place, à l'aube du Miocène, à une grande plaine d'érosion qui fond dans une même unité les rives asséchées des deux lacs aquitaniens de Beauce et du Bourbonnais par-dessus le Nivernais et le Sancerrois arasés.

Or cette plaine a subi au cours du Néogène une série de gauchissements avec rejeux locaux de failles qui édifient les reliefs actuels ; ceux-ci sont tous post-aquitaniens et l'érosion qui les attaque depuis n'a pu qu'y sculpter des encoches, les ronger de golfes, profitant des contrastes lithologiques selon un processus d'esprit en somme appalachien. Il en résulte que le long d'une même cassure on peut relever des escarpements, tantôt de ligne de faille (inversés ou non), tantôt originels, tantôt mixtes, alors que plus loin l'accident reste nivelé. La clef de ce désordre apparent réside donc dans la dualité de la tectonique : deux séries de crises, l'une oligocène, de style brisant, l'autre néogène, plus étalée dans le temps, plus souple, encadrent un puissant effort d'aplanissement, assez bref mais d'une efficacité totale. Les deux trames structurales sont loin de coïncider ; en Nivernais il y a indépendance presque complète. Il faut les cartographier séparément et comparer les résultats pour comprendre comment les déformations à moyen rayon de courbure de la seconde phase ont pu redéchirer tel secteur mal cicatrisé, épargner tel autre.

En outre le réseau hydrographique est parfaitement adapté aux déformations de la surface aquitanienne mais jamais au pendage des couches, à leur dislocation. Seuls des ruisseaux tout à fait mineurs ont réagi ultérieurement à la lithologie, par exemple dans le champ de failles nivernais et les exemples de captures sont rarissimes (Saint-Amand). Quand le drainage

en roches meubles et de mystifier des observateurs trop spécialisés. Aussi croyons-nous qu'on devrait considérer comme suspecte à priori toute datation d'un faciès continental sableux, même non azoïque, établie depuis plus de dix ans.

paraît obéir à l'inclinaison des states c'est pure coïncidence, ou plus exactement la preuve que les deux tectoniques ont localement joué dans le même sens, ce qui est loin d'être la règle (2). Parler de surimposition nous paraît mal rendre compte du phénomène. Ce genre d' « indifférence » se rencontre tout autant dans les régions qu'un voile détritique n'a jamais recouvert. Tout se passe comme si le réseau était réellement né, quelque part vers la fin du Burdigalien, sur une plaine entièrement remodelée par les gauchissements, délivrée en outre de toute hérédité hydrographique par une phase aride. Ceci nous amène à poser dans son ensemble le problème des rapports de la tectonique et des climats tertiaires.

*
* *

En se retirant la mer crétacée laisse une plaine d'émersion calcaire parfaite, aux prises avec l'altération bio-chimique qu'engendre un climat chaud et humide et jonchée de cordons littoraux grâce auxquels on peut suivre les étapes de la régression. Un frémissement l'agite qui fait se gonfler l'anticlinal de Graçay et s'incurver le couloir ligérien de l'est ou, plus tardivement, les cuvettes lacustres de Touraine, d'Anjou et du Berry. Vers la fin de l'Eocène une importante évolution climatique semble se dessiner pour la première fois ; le Bartonien voit l'aridité gagner les marges du socle en même temps que l'écho lointain des dislocations « pyrénéennes » anime celui-ci. De cette conjonction naît la première grande crise de « déchirement » des sols latéritiques et leur étalement en direction de la Touraine. Puis l'agitation s'apaise et sur la plaine reconstituée, dans un paysage de savane assez humide, les grands lacs sannoisiens mûrissent les dalles siliceuses des futures meulières. Des cycles semblables se reproduiront à plusieurs reprises, au Stampien, à l'Aquitaniien, toujours déclenchés par un spasme tectonique, étouffés chaque fois par une vaste transgression lacustre qui promène la mince lame de ses dépôts à travers le temps et l'espace, bonifiant du même coup la stérile argile à silex. Mais la dernière crise oligocène, bien datée du Chattien en Bourgogne, a des conséquences capitales. Les lèvres des grandes failles, de plus en plus serrées à mesure qu'on s'avance vers l'est, bouleversent la continuité de la plaine, hachent les structures, dessinent l'étonnante mosaïque nivernaise. Or l'érosion aquitanienne triomphe encore de tous ces reliefs avec un bonheur surprenant, ressuscite la platitude et répartit les affleurements à peu près comme une carte à petite échelle les présente actuellement. En même temps le climat vire à nouveau lentement vers l'aridité, la savane

(2) Que l'on songe par exemple aux réseaux de l'Yonne, de la Marne, de la Meuse, grossièrement parallèles, tandis que les auréoles sédimentaires exécutent une rotation de 90°.

s'assèche, et une nouvelle fois cette évolution s'accompagne de mouvements d'ensemble qui gauchissent la surface à peine achevée (3).

Toute l'histoire néogène du Bassin de Paris méridional n'est plus maintenant que celle de cette onde souple qui balaie la région, gonflant le Nivernais, le Sancerrois, la Puisaye, déprimant la Champagne et plus encore les Sologne orléanaise et bourbonnaise, ouvrant certaines failles. Une fois de plus des sols d'origine cristalline, d'ailleurs moins évolués que ceux de l'Eocène, partent à la conquête des plaines sédimentaires alors même que celles-ci sont loin d'avoir achevé leur palpitation. Les volumes orographiques les plus précocement nés sont ainsi la proie d'une érosion subaride qui les frange et les ronge de pédiments (Sancerrois). A l'Helvétien, alors que les tendances tectoniques s'inversent en Orléanais et que s'affirme la gouttière falunienne, le climat redevient plus humide quoique encore chaud, de type canarien semble-t-il. Alors naît le réseau, parfaitement adapté par conséquent aux pentes tectoniques, indifférent aux strates profondes; mais ce moment privilégié passé, il est trop tard pour que les cours d'eau se reprennent, les tracés sont fixés et précisément ce sont des exceptions à la règle formulée plus haut qui décèlent certains mouvements tardifs (bassin de Mehun, Indre surtout en Boischaut). Le fait caractéristique est l'impuissance de l'érosion à venir à bout des nouveaux reliefs. Quelque chose s'est donc modifié depuis l'Aquitanien.

Au cours du Tertiaire le climat semble avoir progressivement perdu de son efficacité morphogénétique; l'importance et la fraîcheur de plus en plus grandes de l'élément feldspathique dans les sables issus du socle montrent l'atténuation des caractères tropicaux humides lesquels avaient permis à l'Eocène l'apparition de faciès latéritiques. En dépit des deux crises subarides du Bartonien et du Burdigalien supérieur l'évolution semble donc assez régulière; on en trouvera grossièrement l'image en regardant se succéder du sud au nord les zones climatiques actuelles sur la face ouest de

(3) L'est-elle vraiment partout? De l'Oligocène supérieur au Burdigalien moyen l'intervalle est court pour que les conséquences d'une crise tectonique d'une si belle ampleur aient été effacées dans le relief. D'autres auteurs ont accordé à la surface miocène des délais plus longs pour se parfaire. Mais c'était en Bourgogne où il faut attendre le Pliocène pour acquérir la preuve de nouvelles dislocations. Autrement dit c'est l'époque de celles-ci, c'est-à-dire le début d'un nouveau cycle, qu'on choisit pour dater l'aplanissement. Or partout où notre analyse reconstitue la plaine post-oligocène son état d'achèvement est parfait quelle que soit l'intensité des dislocations nivelées. Et par ailleurs en Sancerrois, région faillée comprise, son unité est déjà détruite au Burdigalien supérieur; du moins avons-nous de bonnes raisons de le croire de même qu'il semble bien qu'en Nivernais méridional la progression du lac aquitanien ait été contemporaine de l'effort principal d'aplanissement. Ailleurs, et notamment loin des cuvettes lacustres, il est possible que le processus ait été plus lent. Mais on conviendra que nous n'avons pas d'argument pour l'affirmer alors que nous en avons quelques-uns pour croire à la rapidité du nivellement (voir chap. D 6). Une tectonique brisante, en dépit du caractère spectaculaire des blessures qu'elle laisse dans la structure, n'en crée pas moins d'assez faibles volumes orographiques, par ailleurs très vulnérables dans un contexte climatique tropical évoluant vers plus de sécheresse. Aussi pensons-nous qu'un concours de circonstances exceptionnellement favorables a permis le déroulement d'un cycle complet dans un délai relativement bref et que l'Aquitanien en marque l'épisode essentiel (voir dans le même esprit, et avec des arguments analogues, A. Cholley, 1956^a, p. 20).

l'Ancien Monde, des régions intertropicales à la Méditerranée. Nous ignorons si le Pliocène supérieur a été marqué par une nouvelle phase de sécheresse comme le croient certains auteurs. Nous savons par contre que le Quaternaire ne rompt pas brutalement avec la ligne évolutive du Néogène : d'un interglaciaire à l'autre on voit l'altération pédologique devenir de moins en moins profonde, perdre sa teinte chaude et l'impuissance de l'érosion s'aggraver. Mais parallèlement les crises froides, chacune selon son style propre, affirment leur efficacité. Ainsi le système d'érosion périglaciaire prend-il le relai d'un autre système dit « normal » qui semble à bout de souffle. C'est, avec l'approfondissement des vallées, l'apport fondamental du Quaternaire et la face de notre région s'en trouve bouleversée.

Un point toutefois reste embarrassant. A quelle époque la tectonique néogène s'est-elle assoupie ? Le soulèvement du Sancerrois (et sans doute de la Puisaye) peut être daté du Burdigalien supérieur, l'affaissement du Blésois de l'Helvétien. En Nivernais les mouvements pourraient être plus récents, surtout dans le sud, liés à ceux du Morvan et de la cuvette bourbonnaise qui ont bien des chances, comme en Bourgogne sédimentaire, de s'être attardés jusqu'à l'aube du Quaternaire. Nous savons que des rejeux animent les environs de Sancerre et de Gien au point que la haute terrasse ligérienne est peut-être faillée et, de la disposition du Redonien dans l'Ouest, nous pouvons inférer de sérieuses dislocations pliocènes. Nous pensons toutefois que quelque chose d'important nous reste encore caché.

Qu'on ouvre une carte géologique de régions faillées, type Nevers ou Beaune : on distingue tout de suite le réseau des cassures ; or ce n'est pas lui qui rend compte des grands traits du relief, mais des déformations à moyen rayon de courbure n'ayant même pas toujours de rapport avec la trame oligocène. Une étude attentive des coupes et des cartes topographiques en fait prendre conscience. Mais de la Champagne Berrichonne au Nivernais puis au Morvan, de la Beauce à la Touraine et au Limousin... les relations sont plus délicates à percevoir encore, les chances d'erreur dans la datation des éléments de surface beaucoup plus nombreuses. Autrement dit nous ne connaissons bien que le détail des formes ; les grands ensembles, qui sont l'essentiel, se laissent saisir moins facilement. Nous sommes frappé, après d'autres, par le comportement bizarre de la transgression pliocène sur le littoral atlantique de la France, épargnant des régions basses, escaladant de hauts plateaux mais non tous ; la forte altitude relative des terrasses plio-quaternaires de l'Allier bourbonnais nous intrigue alors que le niveau Mindel rampe à moins de 40 mètres sur l'étiage à l'aval de Nevers. Supposons que le rayon de courbure des déformations soit allé croissant depuis le Miocène ; les événements les plus considérables peuvent dans ce cas nous échapper encore ; le Massif Central par exemple peut s'être soulevé en bloc de plusieurs centaines de mètres au Quaternaire ; mais l'observateur s'acharne à déceler d'infimes rejeux de faille sous les laves pontiennes ou aux

dépens de telle grèze litée. Cet aveugle manque de recul; il ne l'obtiendra qu'en entreprenant à lui seul une énorme synthèse régionale. L'intégralité du bassin de la Loire par exemple avec adjonction de bassins satellites fournirait un ensemble favorable à une telle entreprise; il n'est pas exclu que celle-ci réserve des surprises quant à l'importance de la tectonique plio-quaternaire.

*
* *

Telle est notre thèse; on en trouvera l'expression la plus précise moins dans le texte que dans nos cartes en courbes des déformations de la surface aquitaniennne (fig. 17-32-60-63-77-89-107). Exécutées à l'aide d'un canevas de 400 grandes coupes nous leur accordons assez de valeur pour croire qu'elles permettent d'indiquer rapidement quelle interprétation nous donnons de chaque point du domaine étudié. En outre elles évitent d'égarer l'analyse dans les problèmes de détail. Par exemple en Nivernais elles permettent de déceler d'un coup d'œil le long des grandes failles oligocènes (Menou, Cuncy, Pougues...) quel secteur a rejoué, quel autre a résisté à la torsion, et de ne pas confondre ainsi escarpements de ligne de faille et talus originels; et de même de la région de Sancerre qui sans cette distinction est à notre avis incompréhensible. Elles montrent aussi qu'on aurait tort d'assimiler le Bazois, graben néogène et la Terre Plaine, forme d'inversion de relief. Les flancs du Sancerrois ont été éventrés et la Sologne nivelée à deux reprises, au Burdigalien et au Quaternaire ancien; mais quelque intérêt qu'on accorde à ce jeu de pédiments, l'un subaride, l'autre périglaciaire, la carte montre que la clef de leur genèse est dans la bascule du bloc sancerrois qui a par ailleurs créé cette contre-pente au sud d'où dérive la présente cuesta. Cette remarque nous amène à soulever quelques points d'ordre plus général.

Une cuesta est une forme d'inversion de relief commandée par des contrastes lithologiques. Son dégagement dans le Bassin de Paris est toujours l'œuvre d'un réseau adapté aux déformations de la grande surface fondamentale, indifférent au pendage des couches même quand il paraît y obéir, d'où l'extrême variété des modes d'attaque et la nécessité de bien séparer dans l'analyse du relief le problème du tracé général de la ligne de côte de celui des indentations de détail (4). Or dans le Bassin de Paris méridional il existe bien quelques escarpements qui répondent à cette définition: la côte bajocienne de la Terre Plaine, quelques escarpements de faille nivernais, une forme mineure qui ferme la boutonnière de Néronde, la côte de l'Arnon peut-être, quelques éléments au sud de la Brenne, la côte crétacée vers Levroux, celle de la Vrille en Puisaye. Mais la grosse majorité des talus qualifiés ordinaire-

(4) Par parenthèse on voit que les termes classiques: conséquent, subséquent..., si l'on tient absolument à les conserver, doivent être employés uniquement dans leur acception génétique, chronologique, et non par référence à la structure.

ment de *cuestas* n'en sont pas. Ce sont des bourrelets dissymétriques nés des déformations de la surface aquitanaïenne en des points sensibles de la structure, vieilles charnières de la sédimentation jurassique ou crétacée.

Toute la Puisaye est ainsi un assemblage de blocs basculés au nord dont la flexure méridionale, située en plein domaine jurassique, n'a été que modérément retouchée par l'érosion ultérieure. A l'ouest du Cher un dispositif semblable quoique plus discret gonfle le dôme de Brion au-dessus de Châteauroux, et dans chaque cas la *cuesta* de l'argile à silex se trouve reportée au nord et plus bas, sur le revers du bloc. Mais à l'Aquitaniien le manteau crétacé s'avancait plus loin vers le sud entre Cher et Loire que de part et d'autre. La déformation miocène l'a donc porté au plus haut de la vague, superposant un talus crétacé à une forme jurassique qui est l'équivalent exact des reliefs de la Puisaye. Le réseau, partagé en deux faisceaux par l'axe de l'anticlinal a ultérieurement dispersé une partie des sables, fixé la « côte » sur la ligne de partage des eaux et « déshabillé » le soubassement jurassique plus résistant qui bombe sous le Crétacé meuble. Ainsi est né le curieux piédestal de Montigny couronné de marnes, dominant la Champagne calcaire de 100 à 150 mètres et qui défie l'interprétation classique. On voit bien néanmoins que les pendages sont tels dans la majorité des cas qu'on peut tout de même parler de *cuesta* devant ces reliefs. Mais c'est s'en tenir à une conception formelle de la notion ; les contrastes lithologiques manquent et surtout la genèse des formes est radicalement différente. Ces volumes, qui ne sont pas sans analogie avec une faille contraire, ont été directement édifiés par un mouvement positif affectant l'aval d'une flexure continentale : c'est d'inversion tectonique, et non de relief, qu'il s'agit.

Dans le domaine du Lias supérieur, autre point sensible de la structure berrichonne et qui s'est cambré de même au-dessus du socle sous la poussée miocène, les choses sont plus complexes. L'assise argileuse déprimée a été ensuite plus ou moins excavée par l'érosion canalisée par cette gouttière, de sorte que l'aspect classique de la *cuesta* se trouve restitué ; c'est le cas à Montenoison (nord de Saint-Saulge), à La Guerche, à Chavin (est d'Argenton), à Saint-Amand surtout (fig. 93). Pour définir ces reliefs on cherchera à mesurer le quel, du gauchissement initial de la surface aquitanaïenne ou de l'érosion ultérieure, a été le facteur prépondérant de leur mise en valeur : Montenoison est une *cuesta* ; à Saint-Amand le terme nous paraît usurpé.

Ainsi le long d'une même auréole sédimentaire des forces extrêmement différentes ont-elles donné naissance à des formes d'allure assez semblable. Ce curieux phénomène de convergence s'explique par des considérations d'ordre lithologique. Les flexures continentales sont non seulement des lieux sensibles de la structure profonde ; elles voient aussi s'affronter des masses de plasticité très différente ; tectonique et érosion y trouveront, chacune pour leur compte, matière à s'exercer. Mais il est impossible d'assimiler par

exemple la pauvre cuesta de Levroux et la masse sancerroise; cette dernière, couverte de Crétacé, à la Puisaye purement jurassique. Que de coups de pousse d'ailleurs et que d'imprécisions sans doute involontaires de la part de ceux qui tentent le rapprochement : en Berry il n'y a pas de côte bajocienne comme en Terre Plaine car l'assise jurassique est entièrement dissoute depuis l'Eocène; où est la couche dure ? En Sancerrois de même on parle du rôle de l'« éluvium siliceux »; s'est-on aperçu qu'il n'a quelque continuité qu'aux environs immédiats de la Loire ? Un dernier trait enfin : une cuesta classique est fille du réseau qui la dégage, la fait reculer, la tronçonne. La majorité des reliefs mis en cause ici ont au contraire pris naissance avant les rivières dont ils commandent la répartition et qui ne les ont que modérément entamés; les principales percées par exemple sont des points d'inflexion entre des blocs isolés. Admettra-t-on que notre distinction repose sur un peu plus que des nuances; qu'elle vise le fond des choses?

Par-delà ces problèmes du réseau et des cuestas on voit ainsi émerger une idée-force, de portée très générale, et qui s'est imposée à nous au fur et à mesure que progressait notre analyse du Bassin de Paris méridional. Nous venons de parler d'inversion tectonique. Or c'est à chaque pas que le phénomène s'y présente (5); loin d'être une exception, une curiosité locale, il paraît bien être au contraire la respiration naturelle de l'écorce terrestre. Par contre l'inversion de relief reste un processus mineur, instrument du modelé de détail, parfois mal compris d'ailleurs car l'inversion tectonique semble l'avoir souvent préparé; c'est le cas du bassin de Corbigny et vraisemblablement de l'Auxois. Et il nous apparaît au terme de cette étude que les thèses que nous avons combattues ont surtout péché par excès de confiance dans les possibilités de l'érosion. Devant Bué, au flanc de la côte sancerroise, le volume rocheux réellement débité est infime comparativement à la vaste tranche de calcaire sain, épaisse de 150 mètres dont l'hypothèse classique exige la destruction; quelques têtes de vallons incrustées dans la surface aquitanaïenne gauchie, une certaine fusion « périglaciaire » des assises les plus gélives surtout, et voilà une forme tectonique camouflée en talus d'érosion.

Là réside croyons-nous notre acquisition principale. Le grand agent d'édification de nos reliefs est la tectonique et non l'érosion qui cisèle le détail; il est vrai qu'à l'échelle humaine ce détail est tout et nous n'avons pas manqué de rappeler à plusieurs reprises à quel point la géographie agraire est tributaire des moindres nuances du modelé périglaciaire. Mais face aux grands traits du paysage

(5) L'exemple le plus frappant en est peut-être cette masse jurassique des bois d'Azy (fig. 86), faillée et affaissée de 300 mètres à l'Oligocène, nivelée, puis ressoulée sans cassure de telle sorte qu'elle domine le bloc permohasique de La Machine par un talus de 100 mètres qui n'est nullement un escarpement de faille inversé.

il faut se garder de perdre le sens de la hiérarchie des valeurs et prêter à l'érosion des facultés créatrices qu'elle n'a pas. C'est pourquoi nous sommes très réticent devant le thème de la pluralité des surfaces d'aplanissement. Nous n'en acceptons qu'une en somme, l'aquitaniennne, dont la genèse a exigé un concours de circonstances apparemment unique. Elle est souvent polygénique mais ses antécédents s'inspirent beaucoup des diverses surfaces d'émer-sion mésozoïques; elle seule répond au concept habituel de la plaine d'érosion. Ses déformations sont à l'origine des volumes orogra-phiques actuels et peuvent simuler des emboitements cycliques. Les dépressions qui dans notre domaine l'entament sont d'importance réduite, faciles à distinguer dans la pureté des plates-formes aquitaniennes. Dans l'étendue de notre terrain d'étude nous faisons de ce thème une sorte de sésame. Mais il nous paraît bien pouvoir être appliqué ailleurs, à tout le Bassin de Paris semble-t-il, sauf peut-être à certaines parties des marges armoricaines encore bien mystérieuses. Nous l'avons utilisé sur la carte et sur le terrain, toujours avec bonheur, pour essayer d'éclairer certains problèmes de la zone hercynienne française, sur le versant aquitain du Massif Central notamment. Il suffit d'être souple avec la chronologie et de sérier les accidents tectoniques en deux grands ensembles qui encadrent dans le temps un très bel aplanissement réalisé vers le milieu du Tertiaire. La clef paraît d'emploi aisé; elle mérite d'être essayée en face de certaines contradictions apparentes de la morphogénèse. Nous n'avons pas la simplicité de la croire infaillible.

Pendant le premier tiers de ce siècle, au minimum, sous l'influence d'un polycyclisme tyrannique, les morphologues minimisaient le rôle des manifestations tectoniques, surtout les plus récentes, pour exalter la toute puissance de l'Erosion. Les reliefs étaient un peu considérés comme ces châteaux de sable qu'il suffit de tailler dans la masse pour les faire apparaître. Notre étude nous situe résolument à l'opposé de cette tendance, non par esprit de contradiction mais sous la pression des faits. Il est certain que des régions aussi calmes que les pays de la Loire étaient les plus propres à orienter des conclusions en ce sens; aussi serait-il imprudent de les généraliser trop vite. Il vint pourtant un moment de notre recherche où nous prîmes conscience, avec un peu d'étonnement, de participer à un courant de pensée amorcé depuis longtemps déjà mais dans des régions plus tourmentées que les nôtres. Une telle démarche était inévitable après les outrances de l'eustatisme. Il est temps de rendre à la tectonique sa dignité. C'est ce que font nos collègues « alpins » entre autres quand ils fendent le dôme de Gap ou décollent les Préalpes pour laisser s'installer les cours d'eau; on nous parle ainsi de synclinaux perchés qui ne sont pas l'œuvre de l'inversion de relief, d'ailleurs prédestinés par les anomalies de la sédimentation, et l'on sait que certaines combes précoces ont été reconnues complices des chevauchements ultérieurs. N'oublions pas non plus toutes ces formes jurassiennes de « monts » écorchés, taillés en facettes, qui ne sont que des sur-

faces d'érosion ployées. A cet égard, de la chaîne de l'Epine ou du Tournier à la Puisaye, il n'y a qu'une différence de degré (6).

Jugera-t-on excessif le rappel de ces données bien acquises au terme d'une étude des pauvres collines du Bassin de Paris méridional? De telles « synthèses » ne nous paraissent pourtant pas inutiles; elles esquissent des cadres régionaux à la morphologie, plus vastes que ceux auxquels on pense communément; elle indiquent des lignes de force et décèlent un mouvement dialectique de la pensée scientifique. La connaissance progresse ainsi par une série d'apports souvent contradictoires qui se dépassent l'un l'autre. Mais le dogmatisme guette. La fructueuse notion de cycle s'est égarée dans l'absolu; l'éclairage se porte maintenant sur ces formes dites tectoniques directement nées du rythme vibratoire de l'écorce terrestre. Prenons garde toutefois de nous laisser enfermer dans un corps de doctrine. Le premier des devoirs est l'humilité devant les faits. Puissions-nous éviter les excès qui altèrent infailliblement les travaux d'une Ecole.

Vu, le 25 septembre 1961.

Le Doyen de la Faculté des Lettres
et Sciences Humaines
de l'Université de Paris :

A. AYMARD

Vu et permis d'imprimer,

Pour le RECTEUR de l'Académie de Paris,
le Vice-Président du Conseil
de l'Université de Paris :

G. VALETTE

(6) C'est précisément à partir du Jura que le courant de pensée en question semble s'être dessiné chez les morphologues français à une époque où le Massif Central achevait de s'imposer, et pour longtemps encore, comme le bastion du polycyclisme. Dès 1927 G. Chabot montre que beaucoup de chaînes des plateaux jurassiens, cernées de surfaces d'érosion, sont en réalité plus récentes qu'elles et dues à leur dislocation. On notera aussi avec intérêt que l'un des auteurs qui ont le plus précocement développé ces idées à partir du Bugey (A. Cholley, 1931-2) est aussi celui auquel on doit des progrès décisifs dans la connaissance des bassins sédimentaires.

BIBLIOGRAPHIE

CARTES CONSULTEES

Géologiques au 1/320.000 :

Feuille Paris (G. Dollfus) 1892, réimp. et retouchée en 1937.

Feuille Bourges (P. Lemoine, P. Jodot, G. Denizot, G. Lecointre, Darest de la Chavanne, Le Villain...) 1935

Géologiques détaillées au 1/80.000 :

Fontainebleau 1^{re} éd. 1869 par F. Clérault ; 2^e éd. 1909 par G. Dollfus ; 3^e éd. 1939 par J. Piveteau et G. Denizot.

Sens 1^{re} éd. 1874 par Potier ; 2^e éd. 1906 par H. Thomas ; 3^e éd. 1941 par P. Jodot.

Beaugency 1891 par G. Dollfus.

Orléans 1^{re} éd. 1875 par H. Douvillé ; 2^e éd. 1936 par G. Denizot.

Auxerre 1^{re} éd. 1884 par Potier ; 2^e éd. 1946 par P. Bonnet et P. Jodot.

Tonnerre 1^{re} éd. 1889 par Potier ; 2^e éd. 1935 par Rouyer et Mlle S. Gillet.

Angers 1^{re} éd. 1905 par L. Bureau et J. Welsch ; 2^e éd. 1953 par G. Denizot et J. Pèneau.

Tours 1^{re} éd. 1886 par M. Guillier et W. Kilian ; 2^e éd. 1940 par G. Lecointre.

Blois 1^{re} éd. 1884 par H. Douvillé ; 2^e éd. 1940 par G. Denizot.

Gien 1^{re} éd. 1875 par H. Douvillé ; 2^e éd. 1940 par G. Denizot et A. Vatan.

Clamecy 1^{re} éd. 1886 par Potier ; 2^e éd. 1945 par P. Jodot et P. Lemoine.

Avallon 1^{re} éd. 1885 par Michel-Lévy et Ch. Vélain ; 2^e éd. 1932 par A. Michel-Lévy, P. Bonnet, Mlle S. Gillet.

Saumur 1^{re} éd. 1899 par Bureau, Wallerant et Welsch ; 2^e éd. 1948 par G. Lecointre, G. Mathieu, G. Waterlot.

Loches 1^{re} éd. 1890 par G. Rolland ; 2^e éd. 1947 par G. Lecointre.

Valençay 1^{re} éd. 1890 par A. de Grossouvre ; 2^e éd. 1954 par G. Denizot, G. Lecointre et H. Bougeard.

Bourges 1^{re} éd. 1876 par H. Douvillé, réimprimée et légèrement modifiée sous l'influence du 1/320.000 en 1939.

Nevers 1^{re} éd. 1894 par de Grossouvre, réimprimée et modifiée pour le Tertiaire à l'aide du 1/320.000 en 1945.

Château-Chinon 1^{re} éd. 1881 par Ag. Michel-Lévy et Ch. Vélain ; 2^e éd. 1937 par Al. Michel-Lévy et J. Goguel.

Châtellerault 1^{re} éd. 1887 par G. Rolland ; 2^e éd. 1952 par G. Lecointre, G. Waterlot et P. Gillard.

Châteauroux 1^{re} éd. 1888 par de Grossouvre ; 2^e éd. 1945 par C.P. Nicolesco.

Issoudun 1^{re} éd. 1885 par de Grossouvre, réimprimée et légèrement modifiée sous l'influence du 1/320.000 en 1941.

Saint-Pierre 1^{re} éd. 1888 par Dagincourt, de Launay, Busquet ; réimprimée et légèrement modifiée sous l'influence du 1/320.000 en 1941.

Autun 1^{re} éd. 1881 par Michel-Lévy et Delafond ; 2^e éd. 1940 par A. Michel-Lévy et P. Lemoine.

Poitiers 1^{re} éd. 1885 par G. Rolland ; 2^e éd. 1940 par J. Goguel, E. Raguin et P. Gillard.

Aigurande 1^{re} éd. 1893 par de Grossouvre, de Launay et Laurent ; réimp. en 1938.

Montluçon 1^{re} éd. 1892 par de Launay ; réimp. en 1939.

Cartes topographiques : les feuilles au 1/80.000 correspondantes et leurs minutes au 1/40.000.

Au moment de la rédaction de cet ouvrage la publication des nouvelles feuilles au 1/25.000 et 1/50.000 en courbes progressait depuis l'est et le nord sur un front jalonné jusqu'au fuseau XXI par les feuilles Quarré-les-Tombes, Avallon, Courson, les-Carrières, Saint-Fargeau, Léré, Argent, Lamotte-Beuvron, Bracieux ; plus à l'ouest, seule la Touraine était partiellement couverte : f. Blois, Montrichard, Château-Renault, Amboise, Bléré, Loches, Tours, Langeais, Sainte-Maure.

OUVRAGES ET ARTICLES CONSULTÉS

ABRÉVIATIONS

BSGF (Bull. Soc. Géol. de France), suivi du n° de la série et de celui de la tomaison. Ex. : BSGF 5. VIII.

CRsSGF (comptes rendus sommaires des séances de la Soc. Géol.).

BScarteGF (Bulletin du service de la carte géologique de Fce).

AGF (Bull. de l'Association des Géographes Français).

AG (Annales de Géographie).

RGD (Revue de Géomorphologie Dynamique).

CRAcSc (Comptes-rendus des séances de l'Académie des Sciences).

Inf. Géog. (Information Géographique).

ABRARD R.

1943 Existence d'un système de failles rayonnantes dans le Bassin de Paris CRsSGF p. 65-7.

1944a Le substratum des alluvions anciennes de la Marne au nord d'Esblly CRsSGF p. 13-14.

1944b Les alluvions de la rivière de Feux CRsSGF p. 58-9.

1948 La lacune entre la craie et le calcaire pisolithique à Meudon CRsSGF p. 313-15.

1950a Géologie régionale du Bassin de Paris Paris-Payot 397 p. 23x14.

1950b Sur la faune du calcaire pisolithique de Meulan CRsSGF p. 148.

1953 Notice géologique et hydrologique sur le département de la Nièvre Bull. Institut Nat. d'Hygiène t. 8 n° 3 p. 556-602.

ALIMEN H.

1937 Etude sur le Stampien du Bassin de Paris Mémoire n° 31 de la Soc. Géol. de France nlle série 310 p. in-4° Thèse Sc. Nat. Paris 1937.

1940 Traces de l'action éolienne dans les sables auversiens du Bassin de Paris BSGF 5 X p. 177-186.

1949 A propos de la signification d'Hélix Ramondi dans le Bassin de Paris (réponse à P. Jodot 1949) CRsSGF p. 132-5.

1951 Colorimétrie des sédiments quaternaires et paléoclimats : premiers résultats BSGF 6 IV p. 609-19.

1957a A propos de l'âge du tuf de la Celle-sous-Moret (S.-et-M.) CRsSGF p. 220-2.

1957b Tertiaire et Villafranchien au Sahara N.O. (Saoura-Ougarta) CRsSGF p. 238-41.

1958 Observations pétrographiques sur les meulrières pliocènes de Béné-Abbès BSGF 6 VIII p. 77-90.

ANDRÉ J.

1952 3 Etude stratigraphique et tectonique du bassin d'Ebreuil (feuille Gannat) BS carte GF n° 239 t. LI p. 111-23 (campagne 1952).

ASTRE G.

1952 Sur différents degrés de patine éolienne dans le Tolosan BSGF 6 II p. 453-9.

- 1958 Reste de Mammouth à Toulouse et sa signification quant au remblaiement de la vallée de l'Hers CRsSGF p. 250-2.

AUFRÈRE L.

- 1930 Les formations continentales éocènes du Berry oriental et méridional Congrès AFAS Alger p. 152-5.
 1931a (et E. Bruet) La morphologie pliocène de la forêt de Châteauvillain et d'Arc-en-Barrois AGF n° 47 p. 22-31.
 1931b Note additionnelle sur le sidérolithique AGF n° 48-9 p. 38.
 1931c La cuesta crétacée du Berry septentrional AGF n° 52 p. 86-99.
 1935 Les formations lacustres de la Brenne au sud de Mézières CRsSGF p. 267-8.

AVIAS J.

- 1958 Note préliminaire sur l'existence de vases bariolées gypsifères actuelles dans les marais côtiers de la Nouvelle-Calédonie CRsSGF p. 396.

BAILEY E.B.

- 1924 The desert shore of the chalk seas Géological Magazine Vol. LXI n° 717 p. 102-116.

BATTISTINI R.

- 1953 Le littoral septentrional du Léon ; principaux problèmes morphologiques AGF n° 233-4 p. 58-71.
 1955 (et S. Martin) Sur l'existence de deux phases périglaciaires en Bretagne et dans les îles anglo-normandes CRsSGF p. 12-13.

BAULIG H.

- 1928 Les hauts niveaux d'érosion eustatique dans le Bassin de Paris AG n° 205 XXXVII p. 289-305 et 385-406.
 1948 Problème des terrasses (U. Géog. Int.) 6° rapport de la Commission pour l'étude des terrasses pliocènes et pleistocènes 110 p. 24x16 ; suivi de : Eclaircissements et répliques 16 p. Louvain.
 1950 Essais de géomorphologie 161 p. 24x16 Publications de la Fac. des Lettres de l'Univ. de Strasbourg fasc. 114 Paris Soc. d'Edit. Les Belles Lettres.
 1952a 7° rapport de la Commission pour l'étude des terrasses et surfaces d'aplanissement UGI XVII Congrès Intern. de Géogr. Washington 70 p. 24x16 Liège.
 1952b Surfaces d'aplanissement AG LXI n° 325 p. 161-83 et n° 326 p. 245-62.

BEAUJEU-GARNIER J.

- 1948-50 Le Morvan et sa bordure, étude morphologique Paris PUF 1950 25x16 288 p. Thèse Lettres Paris 1948.
 1952 Quelques données nouvelles à propos des massifs anciens RGD n° 2 p. 57-77.
 1953 Modelé périglaciaire dans le Massif Central français RGD n° 6 p. 251-81.
 1954 Essai de morphologie limousine RGAlpine t. XLII p. 269-302.
 1956 Carte morphologique du Bassin de Paris t. V de Mémoires et Documents, publié par le Centre de Doc. Cartog. et Géog. du CNRS sous la direction de A. Cholley p. 7 à 103 1 carte HT au 1/400.000 : La Région du S.E. p. 59 à 66.

BERGOUIGNIUX F.M.

- 1947 Sur la genèse des argiles sidérolithiques CRsSGF p. 167-8.

BERNARD F.

- 1956 (J.J. Bizon et H.J. Oertli) Ostracodes lacustres du Bathonien du Poitou BSGF 6 VI p. 753-70.

BERTRAND L.

- 1954 La limite entre les étages aptien et albien dans la région de Saint-Dizier BSGF 6 IV p. 585-95.

BESSOLES B.

- 1958 (et R. Delafosse) Les grès de Mouka-Ouadda en Oubanghi-Chari oriental BSGF 6 VIII p. 91-103.

BIBERSON P.

- 1958 Essai de classification du Quaternaire marin du Maroc atlantique CRsSGF p. 67-70.

BIROT P. ..

- 1937 Recherches sur la morphologie des Pyrénées orientales franco-espagnoles Paris Thèse Lettres J.B. Baillière 24x16 VIII 318 p. 65 fig. 16 photog. 6 pl. couleurs.
- 1949 Essai sur quelques problèmes de morphologie générale 176 p. 29 fig. 24x16 Lisbonne.
- 1950 Notes sur le problème de la désagrégation des roches cristallines RGD n° 6 p. 271-6.
- 1954 Problèmes de morphologie karstique AG n° 337 LXIII p. 161-192.
- 1955a Les méthodes de la morphologie 177 p. 16 fig. 24x19 Coll. Orbis PUF.
- 1955b Biogéographie des Continents Cours CDU 27x21 ronéot. 171 p.
- 1957 CR des travaux de la section de Géomorphologie au Congrès de Rio AG n° 353 LXVI p. 8-9.
- 1958a Morphologie structurale Coll. Orbis PUF.
T. I Structure statique ; formes structurales élémentaires 167 p. 38 fig. IV pl. HT.
T. II Types d'évolution du relief ; théories orogéniques p. 169 à 464 fig. 39 à 100.
- 1958b Evolution du relief de la France centrale durant le Miocène. Congrès des Soc. Sav. de Paris et des Départ. (Aix-Marseille) : Colloque sur le Miocène p. 15-18 (Ce texte commente une carte au 1/500.000 à laquelle ont collaboré : Mme J. Beaujeu-G. ; MM. Bomer, Cholley, Derruau, Facon, Gras, Journaux et Dautry).
- 1959 Précis de Géographie Physique générale 403 p. 23x18 82 fig. XXII pl. HT A. Colin.

BOISSE DE BLACK Y.

- 1935 Un cas complexe d'évolution d'un réseau hydrographique en rapport avec les glaciations du Cantal BSGF 5 V p. 85-98.

BOMER B.

- 1951 La morphologie du Berry septentrional AGF n° 214-15 p. 20-26.
- 1952 Observations sur le relief et l'évolution morphologique du fossé de la Loire AGF n° 229-30 p. 154-67.
- 1954a Le relief du Limousin septentrional t. 4 de Mémoires et Documents publié par le Centre de Doc. Cartog. et Géog. du CNRS p. 65-95.
- 1954b (et A. Cholley) Présentation de la première feuille de la carte morphologique du Bassin de Paris AGF n° 243-4 p. 111-20.
- 1956 Carte morphologique du Bassin de Paris t. 5 de Mém. et Doc. publié par le Centre de Doc. Cartog. et Géog. du CNRS (dir. A. Cholley) p. 7 à 103 1 carte HT au 1/400.000 : Le sud et le S.E. du Bassin Parisien p. 67 à 78.
- 1960 (et F. Gay) Le modelé de la Champagne Berrichonne au nord de Châteauroux. Norois n° 28 p. 407-10.

BONTE A.

- 1955 Sur la signification du Diluvium de l'Artois. Ann. Soc. Géol. Nord t. LXXV p. 160-73.

BORDES F.

- 1955 (Fitte P. et Guillien Y.) Climatologie paléolithique du N.O. français. Norois n° 5 p. 81-4.

BOUILLET G.

- 1947 Observations sur les « limons » des environs de Bourges BSGF 5 XVII p. 315-20.

- 1948 Etude lithologique des gravières des environs de Bourges CRsSGF p. 142-4.
 1949 Deux phases de cryoturbation dans le Quaternaire des environs de Bourges CRsSGF p. 322-3.
 1953 Usure et fragmentation des calcaires jurassiques de la région de Bourges BSGF 6 III p. 13-22.

BOURCART J.

- 1934 Sur l'origine de l'altération des quartz dans les roches sédimentaires CRsSGF p. 55-6 (suite à une note du CRsSGF 1933 p. 197).
 1938 La marge continentale : essai sur les régressions et les transgressions marines BSGF 5 VIII p. 393-474 Voir aussi Congrès Géogr. Intern. Lisbonne 1949 t. II p. 167-190.
 1946 Recherches sur les calcaires lacustres du Bassin de la Loire BSGF 5 XVI p. 331-45 (réponse de P. Jodot dans CRsSGF 1947 p. 230).
 1947 Considérations théoriques sur l'origine des terrasses fluviales BSGF 5 XVII p. 395-402.
 1948 La notion de niveau de base en morphologie fluviale CRsSGF p. 77-9.
 1950-1 Variations du niveau de base et dégagement des terrasses alluviales RGD 6/50 p. 277-84 et 1/51 p. 36-8.
 1952 (et J. Ricour) Une hypothèse sur les conditions de sédimentation des niveaux salifères du Trias CRsSGF p. 37-9.
 1953 Le littoral de la Tranche (Vendée) à l'île Madame (Char.-Mar.) BSGF 6 III p. 393-7.
 1957 L'Erosion des Continents Coll. A. Colin Sect. Géogr. n° 318 216 p. 16x11.

BOURDEAU J.M.

- 1940 Le grès éocène de la Pénence CRsSGF p. 16.
 1941 (et A. Guilcher) Observations sur l'Eocène continental de la banlieue nantaise CRsSGF p. 68-70.

BOURDIER F.

- 1954 Remarques sur les faunes froides du Quaternaire français antérieures à Würm CRsSGF p. 76-80.
 1958 Place de la moyenne terrasse d'Amiens-Saint-Acheul dans la chronologie du Quaternaire CRsSGF p. 119-21.
 1959 Essai sur les origines et les succès d'une théorie géologique illusoire : l'eustatisme appliqué aux terrasses alluviales RGD X n°s 1-2 et 3-4 p. 16 à 29.

BOUT P.

- 1960 Le Villafranchien du Velay et du bassin hydrographique moyen et supérieur de l'Allier ; corrélations françaises et européennes Thèse Sc. Nat. Paris 1960 VI 345 p. 51 fig. XXIV pl. HT 25x16.

BOYÉ M.

- 1957 Clots, lagües et lagunes de la Lande Girondine CRACSc t. 244 p. 1058-60.

BRAJNİKOV B.

- 1934 (et R. Furon) Sur l'argile à silex CRsSGF p. 202-3.
 1937 Recherches sur la formation appelée « argile à silex » dans le Bassin de Paris Revue de Géogr. Phys. et Géol. Dyn. vol. X fasc. 1 p. 1 à 90 ; fasc. II p. 109 à 129 VI pl.

BRIQUET A.

- 1908 La pénéplaine pliocène du Nord de la France AG XVII p. 205-23.
 1931 Sur l'origine de la côte berrichonne AGF n°s 48-9 p. 39-41.
 1936 Chronologie du Quaternaire de l'Europe occidentale BSGF 5 VI p. 403-17.

BUGE E.

- 1958 Stratigraphie des dépôts miocènes et pliocènes de l'ouest de la France in Congrès des Soc. Sav. de Paris et des Départ. Aix-Marseille : Colloque sur le Miocène p. 105-10.

CAILLEUX A.

- 1936 Actions éoliennes périglaciaires quaternaires en Europe BSGF 5 VI p. 495-503.
- 1937 Actions éoliennes périglaciaires en France CRsSGF p. 177.
- 1938 Cailloux éoliens et solifluction en France et en Europe du Nord BSGF 5 VIII p. 719-29.
- 1942 Les actions éoliennes périglaciaires en Europe Thèse Sc. Nat. Paris Mémoire n° 46 de la Soc. Géol. de Fce Nlle série t. XXI in-4° 176 p. 5 pl. 27 fig.
- 1943 Distinction des sables marins et fluviatiles BSGF 5 XIII p. 125-38.
- 1945 Distinction des galets marins et fluviatiles BSGF 5 XV p. 375-404.
- 1946 (et J. Tricart) Présence de matériel détritique marin dans l'Eocène du S.E. du Bassin de Paris CRsSGF p. 112-14 (réponse de G. Denizot CRsSGF 1947 p. 22-3).
- 1946-8 Carte des actions périglaciaires quaternaires en France BScarte GF n° 225 t. XLVII (campagne 46-7) p. 1 à 7 1 carte.
- 1947a Granulométrie des formations à galets in La Géologie des terrains récents de l'Ouest de l'Europe : session extraord. des Sociétés belges de Géologie (sept. 46) Bruxelles p. 91 à 114.
- 1947b L'indice d'émoussé : définition, premières applications CRsSGF p. 250-2.
- 1948 (et G. Bouillet) L'indice d'émoussé des silex CRsSGF p. 165-6.
- 1949a (et G. Bouillet) L'indice d'émoussé des galets de quartz CRsSGF p. 34-6.
- 1949b (et J. Tricart) La surface infra-tertiaire dans le Bassins de Paris Congrès Géogr. Intern. Lisbonne t. II p. 651-8.
- 1949c (et M. Auzel) Silicifications nord-sahariennes BSGF 5 XIX p. 553-60 2 pl.
- 1950 Ecoulements liquides en nappe et aplanissements RGD n° 6 p. 243-70.
- 1951 Interprétation climatique des éolisations pliocènes et quaternaires en France CRsSGF p. 44-6.
- 1952a L'indice d'émoussé des graviers de sable et grès RGD n° 2 p. 78-87.
- 1952b Récentes variations du niveau des mers et des terres BSGF 6 II p. 135-143.
- 1953 Les loess et limons éoliens de France BScarteGF n° 240 t. LI p. 1 à 24 1 carte.
- 1954 Ampleur des régressions glacio-eustatiques BSGF 6 IV p. 243-54.
- 1955 (A.C. ; G. Deicha ; R. Soyer) Excursion de la Soc. Géol. de Fce à Neuilly-Plaisance, Chelles, la vallée de l'Yerres, Valenton...) CRsSGF n° 17 6 oct. 1955 p. 383-7.
- 1956 Mares, mardelles et pingos CRACSc t. 242 p. 1912-14.
- 1957a L'emploi des micromètres oculaires RGD n°s 3-4 p. 50-51.
- 1957b Stage dirigé en juillet 1957 à l'Institut de Géogr. de Paris (conférences, exercices pratiques en Labor. et sur le terrain...)
- 1959 (et J. Tricart) Initiation à l'étude des sables et des galets Paris CDU 25x16 3 vol. : Vol. I texte 376 p. ; vol. II valeurs numériques (sables) 194 p. ; vol. III val. num. (galets, feldspaths...) 202 p.

CARIOU E.

- 1959 (et G. Mathieu) Les phénomènes de silicification ou meuliérisation dans les assises jurassiques des environs de Poitiers Norois n° 24 p. 406-8.

CAROZZI A.

- 1953 Pétrographie des roches sédimentaires Neufchâtel Ed. du Griffon 259 p. 23 cm.

CASTANY G.

- 1955 (et G. Lucas) Sur l'existence d'oolithes calcaires actuelles au large de l'île de Djerba CRsSGF p. 229-32.

CAYEUX L.

- 1929 Les roches sédimentaires de France : roches siliceuses Mém. pour

- servir à l'expl. de la carte géol. détaillée de la France 774 p. 32x25 30 pl. HT.
- 1935 Nouvelles données sur l'âge relatif des silex CRsSGF p. 173.
CHABOT G.
- 1927 Les plateaux du Jura central, étude morphologique Thèse Lettres Paris 1927 Strasbourg in-8° 350 p. 4 pl.
CHAPUT E.
- 1913 Essai de synchronisation des alluvions anciennes de la Loire et de ses affluents CRACSc t. 156 p. 358-360 (voir aussi CRACSc 1908 t. 147 p. 89-91).
- 1917 Recherches sur les terrasses alluviales de la Loire et de ses principaux affluents Lyon 305 p. 4 pl. HT Thèse Sc. Nat. Lyon.
CHAVAN A.
- 1949 Sur quelques espèces du calcaire de Vigny CRsSGF p. 104-6 et 243-5.
- 1950a Fossiles de Meulan : leur signification CRsSGF p. 71-3.
- 1950b Mise au point sur la question Danien-Paléocène CRsSGF p. 110-2 et 150.
- 1950c Corrélations des formations pliocènes et quaternaires ouest-méditerranéennes, européennes atlantiques et nordiques BSGF 5 XX p. 421-31.
CHOLLEY A.
- 1931 Recherches sur les surfaces d'aplanissement tertiaires dans le Jura méridional et dans le Bourbonnais et le Charolais Congrès Géogr. Intern. Paris t. II p. 504-10.
- 1932 Etudes morphologiques sur le Jura méridional et l'île Crémieu AG LXI p. 561-82.
- 1934 Carte des surfaces d'aplanissement du Charolais et du Mâconnais Congrès Géogr. Intern. Varsovie t. II p. 456-63, 1 carte HT.
- 1935 Remarques sur la morphologie de la Bourgogne méridionale AG XLIV p. 574-94.
- 1943 Recherches sur les surfaces d'érosion et la morphologie de la Région Parisienne AG LII p. 2-17 ; 81-95 ; 161-90.
- 1953 Quelques aperçus nouveaux sur la morphologie du Bassin de Paris AG LXII n° 329 p. 4-17 et n° 330 p. 92-107.
- 1956a Carte morphologique du Bassin de Paris t. V de Mém. et Doc. publié par le Centre de Doc. Cartog. et Géogr. du CNRS p. 7 à 103 par A. Cholley avec la collaboration de Mme Beaujeu-G., M. Bomer, Journaux, Musset, Pinchemel, de Planhol, Tricart. 1 carte HT au 1/400.000 : Introduction générale p. 11 à 35 ; La partie centrale du Bassin de Paris (la région parisienne) p. 79 à 88.
- 1956b Observations morphologiques sur la vallée de la Basse-Seine AGF n° 259-60 p. 110-13.
- 1960 Remarques sur la structure et l'évolution morphologique du Bassin Parisien AGF n° 288-9 1) La mise en charge du B.P. p. 2-20 2) La silicification dans le B.P. p. 20-24 3) Naissance d'un nouveau cycle d'érosion p. 24-5.
CHRÉTIEN R.
- 1957 Etude complémentaire du gisement quaternaire de Cergy (S.-et-O.) BSGF 6 VII p. 369-83.
CLOZIER R.
- 1936 Points de vue nouveaux sur les terrasses fluviales (CR de A. Lefèvre : La Basse-Meuse 1935) AG XLV n° 256 p. 414-8.
COIN L.
- 1942 Sur les calcaires silicifiés de la Haute-Brie CRsSGF p. 73-5.
COLLENOT M.
- 1879 Réunion extraordinaire de la Soc. Géol. à Semur 17-25/8/79 BSGF 3 VII : Débris de transport sur les pentes du Morvan p. 820-36 et Excursion au Gros-Mont p. 836-44.

CORBEL J.

1955-7 Les karsts du NO de l'Europe et de quelques régions de comparaison Thèse Lettres Lyon 1955 543 p. 163 fig. 100 pl. photog. 24x16 (Public. H. série de la R. de Géog. de Lyon).

1957 L'érosion chimique des granistes et des silicates sous climat chaud RGD n° 1-2 p. 4-8.

CORNET A.

1949 Les niveaux lacustres du Tertiaire Continental au sud du chott ech Chergui (Algérie) CRsSGF p. 78.

CORSIN P.

1949 (et C. Monomakhoff) Le sondage de Marcy : bassin houiller de Decize CRsSCGF p. 42.

DANGEARD L.

1933 Quelques observations sur le Tertiaire de la Limagne bourbonnaise BSGF 5 III p. 381-4.

DAUTRY J.

1949 Tectonique et morphologique dans la partie septentrionale du Massif Central français AGF n° 200-1 p. 41-8.

1950 Structure et relief des plateaux anciens à l'ouest du Cher AGF n° 212-13 p. 157-63.

1956 L'évolution morphologique de la Brenne Norois n° 10 p. 211-14.

1957 Aperçus sur l'évolution morphologique de la cuvette bourbonnaise Norois n° 16 p. 504-7.

1959 Structure et évolution morphologique du Berry méridional Norois n° 24 p. 401-5.

DAVEAU S.

1958 Les formes d'altération du grès observables sur le plateau de Bandiagara (Soudan Frs) RGD n° 7-8 p. 103-111.

DEBRENNE F.

1954 Etude de terrains rattachés au Valanginien dans le départ. de l'Aube BSGF 6 IV p. 525-35.

DEBYSER J.

1954 Les horizons biochimiques dans les sédiments actuels CRsSGF p. 375-7.

DEFLANDRE-RIGAUD M.

1954 Micro-fossiles des silex sénoniens du Bassin de Paris CRsSGF p. 58-9.

DEICHA G.

1945 Le quartz et le problème de la silicification CRsSGF p. 93-5.

1958a Examen des feldspaths des roches aux forts grossissements CRsSGF p. 80-2.

1958b (et Boulanger) Présence de différents types d'accidents siliceux dans le Sénonien sup. de Dunes (Landes) BSGF 6 VIII p. 159-63.

DELAFOND

1879 Réunion extraordinaire de la Soc. Géol. de Fce à Semur : région de Vandenesse-St-Honoré BSGF 3 VII p. 929-30.

DELEAU P.

1932 Essai de contribution à l'étude des sables de Fontainebleau CRsSGF p. 157-9.

DEMARCO G.

1955 Le problème du « Sparnacien » dans le S.E. du Bassin de Paris BSGF 6-V p. 155-167.

DENIZOT G.

1914 Description des alluvions des environs d'Angers Bull. Soc. Et. Sc. d'Angers XLIII p. 87-111.

1919 Suppl. au précédent XLVIII p. 217.

1921 Les alluvions du bassin de la Loire de l'embouchure au bec

- d'Allier Bull. Soc. Géol. et Minéral. de Bretagne t. II fasc. 4 p. 430-77, 1 pl. HT.
- 1927 Les formations continentales de la région orléanaise Thèse Sc. Nat. Paris XII-582 p. 34 fig. 12 pl. 24x16 Vendôme.
- 1928 Nouvelle note sur les alluvions des environs d'Angers et sur la vallée d'Anjou Bull. Soc. Et. Sc. d'Angers t. LVIII p. 71-81.
- 1933 Observations sur la glaciation quaternaire et les terrasses de la région lyonnaise BSGF 5 III p. 555-82.
- 1934 Nouvelles observations dans l'est de la région orléanaise CRsSGF p. 59-60.
- 1935a 1) Sur la répartition des basses alluvions dans la vallée de la Loire CRAcSc t. 201 p. 975-7.
2) Sur la constitution des Vals de la Loire et sur la signification des monticules insubmersibles ibid. p. 1206-8.
- 1935b Les Vals de la Loire moyenne Bull. Soc. Archéol. Vendômois t. II p. 57-93 ; 103-9 ; 147-78.
- 1935c Sur les formations superficielles du Sillon de Bretagne et les sables des environs de Nantes CRsSGF p. 205-6.
- 1935d Observations sur le Quaternaire moyen de la Méditerranée occidentale et sur la signification du terme de Monastirien BSGF 5 V p. 559-71.
- 1936 La structure de la région orléanaise et l'établissement du bassin de la Loire Revue Scientifique 24 oct. p. 622-9 ; 14 nov. p. 654-60.
- 1937 Cycle pliocène et surface topographique anté-quaternaire sur le sol français AGF n° 106 p. 82-91.
- 1938 La cuvette de Neuville (I et L) et l'extension des sables à chailles dans le S.O. du Bassin de Paris CRsSGF p. 361-3.
- 1938-9 La bordure orientale de la région orléanaise BScarteGF n° 199 t. XL p. 113-121.
- 1939 La composition et le remaniement du cailloutis à chailles dans le S.O. du Bassin de Paris CRsSGF p. 48-50 (20 fév.) (réponse de P. Jodot CRsSGF 24 av p. 104 et mise au point du Conseil de la SGF).
- 1940 Le Stampien de la région parisienne et le classement de l'Oligocène BSGF 5 X p. 25-47 (réponse de L. et J. Morellet CRsSGF 1941 p. 95 et de H. Alimen BSGF 1941 p. 339).
- 1943 Sur l'Oligocène de la Région Parisienne (réponse à H. Alimen) CRsSGF p. 111-3.
- 1944-6a Révision des feuilles Angers et Beaugency au 1/80.000 : les terrasses de la Loire (campagne 44-5) BScarteGF n° 221 t. XLVI p. 67-71.
- 1944-6b Essai sur les calcaires lacustres du SO du Bassin de Paris (feuilles Angers, Beaugency, Valençay). BScarteGF n° 221 t. XLVI p. 73-9 (campagne 44-5).
- 1946-8 La craie dans l'Anjou et la vallée du Loir BScarteGF n° 225 t. XLVII (campagne 46-7) p. 67-78.
- 1947a Sur les conditions de dépôt de l'Oligocène en France CRsSGF p. 46-7.
- 1947b A propos des terrasses siciliennes et milazziennes CRsSGF p. 136-7.
- 1948-9 Eocène et Oligocène du Bugeois BScarteGF n° 226 t. XLVII p. 55-60 (campagne 1948).
- 1949 Coordination du Quaternaire de France BSGF 5 XIX p. 223-244.
- 1949-50 F. de Châteaudun au 1/80.000 BScarteGF n° 231 t. XLVIII p. 63-8 (campagne 49).
- 1950-1 Tertiaire et Quaternaire de la feuille de Valençay et notes sur les feuilles voisines BScarteGF n° 232 t. XLIX p. 79-91 (campagne 50).
- 1951-2 Sommaire stratigraphique d'Orléans à Angers BScarteGF n° 237 t. L p. 73-81 (campagne 51).
- 1955-6 Précisions sur les environs de Chambord (f. Blois) BScarteGF n° 250 A t. LIV p. 69-70 (363-4 du t. 54) : camp. 55.
- 1959 Place du « Chelléen » dans la chronologie du Quaternaire Conférence faite au Congrès AFAS Angers juil. 1959.
- 1959-60a Révision de la feuille Fontainebleau au 1/80.000 : Nemours

- et Château-Landon BScarteGF n° 261 t. LVII p. 13-17 (301-5 du t. 57) campagne 59.
 1959-60b Formation éolienne importante dans le sud de la Sologne (feuille de Gien et Bourges) BScarteGF n° 261 t. LVII p. 49-54 (337-42 du t. 57) campagne 59.

DERRUAU M.

- 1949-50 La formation du relief de la Grande Limagne RGA Alpine t. XXXVII 1949 fasc. 4 p. 559-670 10 fig. 3 pl. ; et t. XXXVIII 1950 fasc. 1 p. 5-105 12 fig.
 1958 (P. Estienne et A. Fel) Etat de nos connaissances géographiques sur le Massif Central français Revue d'Auvergne t. 72 n° 1-2 64 p. (notamment p. 5 à 19).

DION Jean

- 1951 La vallée du Cher de Vierzon à Tours DES Strasbourg Lettres ; 25 pages 27x21 manuscrites, 15 fig. ou planches de fig.

DION Raymond

- 1952 Les terrasses de la vallée de l'Indre de Mers à Reignac DES Strasbourg Lettres 32 p. 27x21 manusc. 28 fig.

DION Roger

- 1934 Le Val de Loire, étude de géographie régionale Tours 752 p. 78 fig. LIX pl. 33x28 Thèse Lettres Paris.
 1946 La part de la Géographie et celle de l'Histoire dans l'explication de l'habitat rural du Bassin de Paris Public. de la Soc. de Géogr. de Lille p. 6 à 80.

DOLLFUS G.F.

- 1876 Description et classification des dépôts tertiaires des environs de Dieppe Ann. Soc. Géol. du Nord t. IV p. 19-33
 1891 Relations stratigraphiques de l'argile à silex BSGF 3 XIX p. 883-900 (résumé p. LXXXVII).
 1900 Relations entre la structure du Bassin de Paris et son hydrographie AG IX p. 313-39 et 413-33.
 1904-5 Feuille de Bourges au 1/320.000 BScarteGF n° 105 t. XVI (campagne 1904) p. 3 à 5 dont une carte HT : tectonique du Sancerrois.

DOUVILLÉ H.

- 1875 et 76 Publication des 1^{res} éd. des feuilles au 1/80.000 Orléans et Bourges.
 1875-6 Note sur le système du Sancerrois et le terrain sidérolithique du Berry BSGF 3 IV p. 104-111 (20 déc.).
 1934 Silex, meulières, agathes CRsSGF p. 200 et BSGF 5 IV p. 537-44.
 1936 Les sables et les argiles granitiques ; leur distribution et leur origine BSGF 5 VI p. 17-40 (voir aussi CRsSGF 36 p. 53-4).

DRESCH J.

- 1953 Plaines soudanaises RGD n° 1 p. 39-44.
 1957 Pédiments et glacis d'érosion, pédiplans et inselbergs Inf. Géog. n° 5 p. 183-96.
 1959 Mouvements du sol et variations climatiques en Afrique du nord au Quaternaire Conférence faite au Labor. Géog. Rennes 14/2/59. Voir aussi : Les changements de climat et les mouvements du sol en Af.N. au Plio-Quaternaire Inf. Géog. n° 3/1960 p. 107.

DUCHAUFOR Ph.

- 1960 Précis de Pédologie Paris Masson 438 p. 62 fig. 16 pl. HT 24x18.

DUPLAIX S.

- 1946 (et H. Malterre) Les associations de minéraux lourds dans les limons quatern. du B. de Paris BSGF 5 XVI p. 173-7.
 1948 Contribution à l'étude pétrog. des sables sparnaciens du B. de Paris BSGF 5 XVIII p. 493-510.
 1958 (et J. Dupuis) Etude pétrog. de quelques calcaires sénoniens de Charente et Dordogne BSGF 6 VIII p. 463-70.

DUPUIS J.

- 1952 Considérations sur la constitution et la genèse de la mollasse du Gâtinais BSGF 6 II p. 367-72.

DURAND S.

- 1960 Le Tertiaire de Bretagne : étude stratigraphique, sédimentologique et tectonique Thèse Sc. Nat. Rennes Mém. de la Soc. Géol. et Minéral. de Bretagne t. XII 390 p. 26x20 ronéot. 93 fig. 1 pl. HT.

EBRAY Th.

- 1860 Etudes géologiques sur le département de la Nièvre Paris Baillière in-8 372 p. 25 pl.
1867 Nullité du système de soulèvement du Sancerrois BSGF 2 XXIV p. 471-6 (et réponse à Douvillé BSGF 3 IV 1875-6 p. 576-77).

EDELMAN C.H.

- 1946 Quelques remarques sur la cryoturbation BSGF 5 XVI p. 151-4.
1955 La géologie et la sédimentologie de la plaine du Rhin et de la Meuse RGD n° 3 p. 97-116.

ELHAI H.

- 1958 Le littoral du nord du Cotentin Norois n° 17 p. 5-19.

ELLENBERGER F.

- 1951 Polis éoliens rubétiés sur le littoral languedocien CRsSGF p. 291-2.

ENJALBERT H.

- 1949 Les formations alluviales de la Gironde Congrès Géogr. Intern. Lisbonne t. II p. 461-481.
1950 Le rôle morphologique de la surface meulériisée aquitanienne dans le Bassin Aquitain AGF n° 208-9 p. 66-71.

ERHART H.

- 1935 Traité de Pédologie t. I Pédologie générale Strasbourg Institut pédologique in-8 260 p. 10 pl.
1943 Les latérites du moyen Niger et leur signification paléoclimatique CRAcSc t. 217 p. 323-5.
Sur la nature et l'origine des sols du Delta central nigérien *ibid.* p. 379-81.
Sur les terres à nodules calcaires et à pisolithes ferrug. du Delta central nigérien *ibid.* p. 455-6.
1948 Sur la genèse des sols du Lubilash de l'Af. Equat. CRAcSc t. 227 p. 598-600.
1951 Sur l'importance des phénomènes biologiques dans la formation des cuirasses ferrug. en Zone tropicale CRAcSc t. 233 p. 804-6.
Sur le rôle des cuirasses termitiques dans la géographie des régions tropicales *ibid.* p. 966-8.
1953 Sur la nature minéralogique et la genèse des sédiments de la cuvette tchadienne CRAcSc t. 237 p. 401-3.
Sur les cuirasses termitiques fossiles de la vallée du Niari et dans le massif du Chaillu (Moyen Congo A.E.F.) *ibid.* p. 431-3.
1954a Sur les phénomènes d'altération pédogénétique des roches silicatées alumineuses en Malaisie brit. et à Sumatra CRAcSc t. 238 p. 2012-14.
1954b (J. Pias et N. Leneuf) Etude pédologique sur le bassin alluvial Logone-Chari Paris Off. Rech. Scient. et Techn. OM, Lib. Larose 234 p. 6 pl. HT 88 photog. 3 cartes pédol. 1/200.000.
1956 La genèse des sols en tant que phénomène géologique Paris Masson Coll. Evol. des Sciences 23x14 90 p.

FACON R.

- 1953 Les terrasses de la Vienne et du Clain Bull. Gr. Poitevin d'études géogr. t. 6 n° 1 p. 14-19.
1956-7 Formations résiduelles et surfaces d'érosion tertiaire dans le seuil du Poitou Norois n° 12 p. 365-87 et n° 13 p. 45-64.

FÉNELON P.

- 1949-51 Le Périgord, étude morphologique Thèse Lettres 1949 Paris-Lahure 1951 23x14 532 p. 16 pl. 66 fig. 2 dépliants.
 1952 Le relief structural de la bordure sédimentaire du Limousin Livre jubilaire du cinquantenaire du Labo Géogr. de Rennes p. 373-91.

FEUGUEUR L.

- 1949 Nlle interprétation de la coupe géologique du forage de Villetetre (Oise) : absence du Thanétien CRsSGF p. 108.

FLEURY G.

- 1959 Le relief et le réseau hydrographique de la région de la haute Rance, du Meu et de l'Hivet DES Lettres Rennes 174 p. 27x21 dactyl. 116 fig.

FRIDMAN R.

- 1957 Généralité des phénomènes périglaciaires würmiens sur le littoral et les îles de la Charente-Maritime BSGF 6 VII p. 585-96.

FURON R.

- 1934 Observations sur le Crétacé et le Tertiaire à l'ouest d'Evreux BSGF 5 IV p. 493-514.

GABILLY J.

- 1958 Remarques préliminaires sur le Lias des environs de Mazières en Gâtine (D.-Sèvres) CRsSGF p. 170-4.

GARDET G.

- 1946a Sur une petite coupe géologique des environs de St-Savin CRsSGF p. 25.
 1946b Le matériel alluvial de la Gartempe aux environs de St-Savin BSGF 5 XVI p. 37-42.
 1947a Les étapes du creusement de la vallée de la Gartempe CRsSGF p. 51-2.
 1947b Mio-pliocène aux environs de St-Savin CRsSGF p. 169-70.
 1949 Sur un niveau à polypiers branchus du Bathonien (?) de l'Indre et de la Vienne CRsSGF p. 330.

GEOFFROY J.

- 1958 (et J.A. Sarcia) La notion de gîte « épithermal » uranifère et les problèmes qu'elle pose BSGF 6 VIII p. 173-90 et : Quelques remarques relatives à la géochimie des filons « épithermaux » à pechblende ibid. p. 531-6.

GEORGE P.

- 1942 Les sédiments lacustres de la Champagne tourangelles (contribution à l'étude des meulrières et de leur altération) BSGF 5 XII p. 251-60.
 1943 Notes de géographie physique sur la Champagne tourangelles AGF n° 153-4 p. 54-64.
 1944 (et A. Rivière) Sur les faciès argilo-sableux de l'étage du calcaire de Beauce au sud de Paris CRsSGF p. 95-7.

GIGNOUX M.

- 1950 Géologie stratigraphique Paris Masson 4^e éd. 735 p. 155 fig. 26x19.

GIGOUT M.

- 1957a L'Ouljien dans le cadre du Tyrrhénien BSGF 6 VII p. 385-400.
 1957b Rapports du Pliocène et du Calabrien au Maroc CRsSGF p. 136-9.
 1958 Réflexions sur les bases du Quaternaire marin BSGF 6 VIII p. 349-62.

GIRARD D'ALBISSIN M.

- 1956 Essai de paléogéographie de l'Île-de-France au Sannoisien BSGF 6 VI p. 57-69.

GOGUEL J.

- 1937-8 Révision de la feuille de Poitiers : le cristallin, les failles, le Tertiaire BScarteGF n° 197 t. XXXIX (campagne 37) p. 81-102.

- 1952 *Traité de tectonique* Paris Masson in-4° 384 p.
 1954 *Levé gravimétrique détaillé du B. Parisien* Public n° 15 du BRGGM 1 carte HT au 1/1.000.000 notice de 31 p. 27x21.
 1956a Sur les caractères de la compensation isostasique dans le Berry CRAcSc t. 242 p. 1914.
 1956b Remarques sur la gravimétrie du nord du Massif Central (présentation de la carte gravimétrique au 1/320.000 « Poitou-Marche » publiée par le BRGGM en 56 CRsSGF p. 139-41.

GOSSELET J.

- 1879 L'argile à silex de Vervins Ann. Soc. Géol. Nord t. VI p. 317 Voir aussi Esquisse géol. du nord de la Fce (Lille 1880-3 2 vol. 342 p. et pl.) p. 284-6, et : L'Ardenne (Mém. Carte Géol. Fce 1888, 881 p.) p. 821 et 827-8.

GRAINDOR M.J.

- 1958 Niveaux marins quaternaires dans le Cotentin, et corrélations avec les îles anglo-normandes CRsSGF p. 31-5.

GRAS J.

- 1952 Morphologie de la Brenne septentrionale AGF n° 224-5 p. 64-9.
 1958 Carte au 1/500.000 des événements néogènes dans le Bassin de Paris (participation à...) Commentaire de P. Birot p. 15-18 in Congrès des Soc. Sav. de Paris et des départ. Aix-Marseille : Colloque sur le Miocène.
 1959a Observations sur l'argile à silex des confins de la Touraine et du Berry Norois n° 23 p. 237-58.
 1959b Le modelé périglaciaire de la Brenne Communic. au Congrès de l'AFAS Angers juil. 59.
 1960 Problèmes morphologiques de la région de Vierzon Norois n° 26 p. 129-46.

DE GROSSOUVRE A.

- 1897-8 Tertiaire de la Sologne BScarteGF n° 58 t. IX p. 265-8.
 1900 Oligocène et Miocène du Sud du Bassin de Paris BSGF 3 XXVIII p. 986-995 déc.
 1901 Recherches sur la craie supérieure I : Stratigraphie gle Mémoires carte géol. 2 vol. 1013 p.
 1902 Sur le prétendu dépôt miocène de Ville-Sauvage près Etampes BSGF 4 II p. 273-4. Voir aussi p. 324-5, 339-40, 354-5, 379-80 ; et les réponses de G. Dollfus p. 74-5, 340-1, 355-6.
 1912-13 Révision des feuilles Tours et Beaugency BScarteGF n° 133 t. XXII p. 35-8 (campagne 1912).
 1913-14 Feuille de Bourges au 1/320.000 BScarteGF n° 136 t. XXIII p. 41-51 (campagne 1913).

GUILCHER A.

- 1948 Le relief de la Bretagne méridionale de la baie de Douarnenez à la Vilaine Thèse Lettres Paris 684 p. 15 pl. 8 dépliant 24x16 La Roche-sur-Yon.
 1956 (et L. Berthois) La plaine d'Ambilobé (Madagascar), étude morphologique et sédimentologique RGD n° 3-4 p. 33-52.
 1957 Quelques aspects et problèmes morphologiques et sédimentologiques de l'île d'Ouessant Norois n° 15 p. 289-304.

GUILLIEN Y.

- 1938 Les sablières d'Angoulême Bull. Soc. Archéol. et Hist. de la Charente.
 1942 La terrasse moustérienne de la Charente AGF n° 149-50 p. 131-5.
 1948 A propos de la notion de niveau de base BSGF 5 XVIII p. 299-14.
 1951 Les grèzes litées de la Charente Rev. Géogr. Pyr. et SO t. XXII fasc. 2-3 p. 154-62.
 1952 Paléoclimatologie charentaise AG LXI n° 324 p. 134-8.
 1953 Granulométrie et orientation des grèzes litées BSGF 6 III p. 713 21.
 1955 La couverture végétale de l'Europe pleistocène AG LXIV n° 314 p. 241-76.

- 1956 Sédimentation et tectonique de la basse Tardoire AGF n° 257-8 p. 42-8.
- 1957 De quelques données sur les périodes froides du pleistocène français AGF n° 265-6 p. 21-9 1 carte.
- HAUG E.
- 1927 Traité de Géologie 3 vol réédition complète en 1921 t. II réédité en 1927.
- HOREMANS P.
- 1960 Réseaux de fentes en coin périglaciaires d'âge würmien visibles sur photog. aér. dans l'Orléanais CRACSc t. 250 p. 3356-58 (16 mai 60).
- HURE A
- 1924 Note sur l'Albien, le Sparnacien et le Stampien de l'Yonne CRsSGF p. 29-31.
- 1932a Possibilité d'un raccordement d'un Eocène nivernais avec un Eocène sénonais CRsSGF p. 18-9.
- 1932b Note nouvelle sur le Sparnacien CRsSGF p. 100-1.
- JODOT P.
- 1912-13 Feuille de Bourges au 1/320.000 (feuilles Clamecy et Auxerre) BScarteGF 1913 n° 133 t. XXII p. 45-9 (campagne 1912).
- 1925a Note préliminaire sur la structure des chailles CRsSGF p. 43-4.
- 1925b Sur la classification des niveaux à chailles du Nivernais basée sur leurs caractères pétrographiques ibid p. 60-3.
- 1931 Sur la diffusion de la silice pendant la formation des jaspes de de Corse CRACSc p. 1740.
- 1932a Observations sur la possibilité d'un raccordement d'un Eocène nivernais avec un Eocène sénonais CRsSGF p. 55-6.
- 1932b Remarques sur la présence de grès glauconieux aux rapides de Sotuba sur le Niger près Bamako BSGF 5 II p. 93-107 et BSGF 34 p. 369-74.
- 1933a Peut-on s'appuyer sur les caractères pétrographiques de la craie à Micraster icaunensis pour préciser dans l'Yonne et le Loiret la limite entre le Turonien et le Sénonien CRsSGF p. 36-7.
- 1933b Etude de quelques roches latéritiques de la vallée du Niger BSGF 5 III p. 619-58.
- 1936 Observations à la note de L. Aufrère sur la Brenne et à celle d'A. Vatan sur les grès titanifères du B. Paris mérid. CRsSGF p. 26-8 (réponse de L. Aufrère ibid p. 107).
- 1938 Remarques sur les cailloutis à chailles roulées du B. Paris mérid. CRsSGF p. 343-5 (5 déc. 38).
- 1939a Remarques complémentaires sur les cailloutis à chailles roulées du B. Paris mérid. CRsSGF p. 19-21 (16 janv.).
- 1939b Observations à la note de G. Denizot du 20 fév. 39 CRsSGF p. 104.
- 1939c La faille d'Ouzouer-sur-Trézée, limite orientale du compartiment abaissé de Briare CRsSGF p. 201 (20 nov.).
- 1941-2 (et P. Lemoine) Révision de la feuille Clamecy : région au sud de Cosne entre la Loire et le Nohain BScarteGF n° 211 p. 47-56 t. XLIII (campagne 41).
- 1942 Sur le bassin lacustre de Châtillon sur Indre CRsSGF p. 174-6.
- 1945 Observations sur la forme des galets marins et fluviatiles CRsSGF p. 206-8 (19 nov.).
- 1946a A propos des remaniements signalés dans le sud du B. Paris par MM. Tricart, Cailleux et Vatan CRsSGF p. 266-8.
- 1946b Mécanisme de la grésification des lambeaux de grès et des poulingues siliceux dans le sud du B. Paris CRACSc t. 223 p. 93-95.
- 1947a Observations à la note de J. Bourcart sur les calcaires lacustres du bassin de la Loire CRsSGF p. 230-3 (16/6).
- 1947b Les formations stratigraphiques de la Brenne : âge du calcaire de La Bussière (Vienne) CRsSGF p. 310-12 (1/12).
- 1947c L'âge des formations continentales nummulitiques de la Brenne CRsSGF p. 327-9 (15/12).

- 1948 Le réseau hydrographique entre la Brenne et la Touraine au Bartonien CRsSGF p. 53-4 (2/2).
 1949 Rôle d'Helix Ramondi dans la classification du Stampien du B. Paris et de la Limagne CRsSGF p. 65-7 (réponse d'H. Alimen CRs 49 p. 132-5).
 1957a (et G. Trolly) Sur les latérites de Guyane française CRsSGF p. 262-4.
 1957b (et S. Rouaix) Découverte de Mollusques continentaux de l'Aquitainien et du Villafranchien au Sahara mauritanien et soudanais CRsSGF p. 375-7.

JOLEAUD L.

- 1945 (et H. Alimen) Les temps préhistoriques Paris Flammarion 243 p. in-12 (Biblioth. de Philosophie Scient.).

JOLY F.

- 1950 Dédoublément de la série tertiaire de la Hammada du Guir CRsSGF p. 170-2.
 1952 Érosion en surface et érosion linéaire dans le modelé pré-désertique Livre jubilaire du cinquantenaire du Labor. Géogr. Rennes p. 255-7).

JOURNAUX A.

- 1951 Etude morphologique de la basse vallée de l'Ain AGF n° 218-9 p. 108-16.
 1954-6 Les plaines de la Saône et leurs bordures montagneuses (...) étude morphologique Thèse Lettres Paris 1954 532 p. III fig. 3 cartes et 2 tabl. HT 25x16 Caen 1956.
 1956 (et H. Elhai) Découverte de fossiles quaternaires et de débris d'industrie humaine en Normandie CRsSGF p. 37.

JUNG J.

- 1946 Géologie de l'Auvergne et de ses confins bourbonnais et limousins Mém. pour serv. explic. carte géol. Fce 372 p. 136 fig.

KIKOINE J.

- 1949 (et H. Radier) Quartzites d'altération au Soudan oriental CRsSGF p. 339-41 et CRs 50 p. 168-70.

KLEIN C.

- 1959a Surfaces de regradation et surfaces d'aggradation AG n° 368 LXVIII p. 292-317.
 1959b Surfaces polygéniques et surfaces polycycliques AGF n° 282-3 p. 51-68.

KREMER E.

- 1954 Les terrasses de la Moselle moyenne CR par J. Tricart RGD n° 2/55 p. 79-80.

KULBICKI G.

- 1954 Sur la genèse des argiles tertiaires molassiques et lacustres en Aquitaine CRsSGF p. 361-3 (Voir aussi : Constitution et genèse des sédiments argileux sidérolithiques et lacustres au nord de l'Aquitaine Thèse Sc. Nat. Toulouse déc. 53).

LACASSAGNE R.

- 1957 Caractères microstratigraphiques du Crétacé sup. du Pays de Caux CRsSGF p. 273-5.

LAFUSTE J.

- 1956 Les conditions d'implantation des premiers récifs séquanien en Char. Mar. CRsSGF p. 167-9.

LALOU C.

- 1954 Sur un mécanisme bactérien possible de la formation des dépôts de carbonates dépourvus d'organismes CRsSGF p. 369-72.

DE LAMOTHE

- 1903 Sur la présence d'alluvions granitiques à de grandes hauteurs au-dessus du niveau actuel de la Loire et du Cher BS GF p. 36-9 ; 4 III.

LANQUINE A.

- 1941 (et J. Cuvillier) Sur les faciès siliceux du Sparnacien dans l'est et le SE du B. Paris BSGF 5 XI p. 195-206.

DE LAPPARENT A.

- 1896 Leçons de Géographie physique Paris Masson in-8 590 p. 117 fig. 1 pl. HT.

DE LAUNAY L.

- 1895-6 Le massif de St Saulge et ses relations avec le terrain houiller de Decize BScarteGF n° 46 t. VII, 23 p. 4 pl. HT.
 1912-13 Révision de la feuille St Pierre BScarteGF n° 133 t. XXII p. 39; environs de Courtenay ibid p. 39-42.
 1922-3 Notes sur le terrain tertiaire de la Limagne bourbonnaise BScarteGF n° 147 t. XXVI p. 1 à 146.

LE CALVEZ Y.

- 1956 (et L. Feugueur) L'Yprésien franco-belge : essai de corrélation stratigraphique et micropaléontologique BSGF 6 VI p. 735-51.

LECOINTRE G.

- 1937-8 Révision de la feuille Tours BScarteGF n° 197 p. 78-80 (campagne 37).
 1941-2 Révision de la feuille Loches et rectificatif à la f. Tours BScarteGF n° 211 t. XLIII (camp. 41) p. 83-8.
 1942-3 Révision des feuilles Saumur et Loches BScarteGF n° 212 t. XLIV p. 131-4 et 135-8 (campagne 42).
 1943 Le sous-sol de la plaine alluviale du Véron BSGF 5 XIII p. 459-65.
 1943-4 Révision de la feuille Châtellerault BScarteGF n° 216 t. XLV p. 81.
 1944-6 Révision de la feuille Châtellerault BScarteGF n° 221 t. XLVI p. 105-6 (ou 263-4 du T. 46).
 1946-8 (et G. Waterlot) Le fossé d'effondrement de St Pierre de Maille (f. Châtellerault) BScarteGF n° 225 t. XLVII p. 93-5 (campagne 46-7).
 1947 La Touraine n° 1027 d'Actualités Scient. et Indust. 250 p. 49 fig. 4 pl. 25x16 Paris Hermann.
 1950 (G.L.P. Marie, R. Soyer) Extension du Stampien au sud d'Orléans CRsSGF p. 11-12.
 1952 Boulettes d'argile sur la plage de l'estuaire de l'oued Draa CRsSGF p. 71-2.
 1959 Tectonique du SO du B. Paris BRGGM Public. n° 22 p. 7 à 103 11 fig. 1 carte HT au 1/200.000 : le toit du Cénomanién.
 1959-60 Un crassat d'huîtres dans le falun de Touraine Norois n° 25 p. 45-8 (comm. faite au Congrès Soc. Sav. du Centre-Ouest Tours av. 1959).

LE HOUÉROU H.N.

- 1960 Note préliminaire sur les observations effectuées en Sologne sur la tranchée du gaz de Lacq (été 59) 58 p. 27x21 ronéot. (extrait du rapport général d'activ. du Service de la Carte des Groupements végétaux en Sologne : Institut de botanique de Montpellier).

LEMAITRE H

- 1954 Le « grès du Planet », niveau silicifié du Bathonien du Bessin CRsSGF p. 307-9.
 1958 Témoins de Jurassique silicifié aux environs d'Alençon CRsSGF p. 54-6.
 1959 Présence de fossiles stampiens dans le conglomérat de silex au sud d'Evreux CRsSGF p. 30.

LEMÉE G

- 1951 Contribution à la connaissance de la transgression flandrienne dans la basse vallée de l'Orne (et dans l'Europe du NO) RGD n° 2 p. 75-80.

- 1955 (et J. Tricart) Alluvions et tourbe pré-würmiennes à Gries (B. Rhin) BSGF 6 V p. 257-65.

LEMOINE P

- 1907-8 (et Alb. Michel-Lévy) Révision des terrains tertiaires du bord occidental du Morvan BScarteGF n° 119 t. XVIII p. 51-58 (campagne 1907).
 1912 Sur quelques points de la géologie des terrains superficiels entre Cosne et Clamecy CRsSGF p. 88-90.
 1912-13 Feuille de Bourges au 1/320.000 : révision des F. Clamecy et Nevers BScarteGF n° 133 t. XXII p. 42-4 (camp. 1912).
 1929 La géologie de la basse vallée du Loing d'après le récent travail de Mr Denizot Bull Ass Natur vallée Loing XII p. 38-49.
 1939 (P.L. Humery, Soyer) Les forages profonds du Bassin de Paris Mémoires du Muséum nlle serie t. XI.
 1941-2 (et P. Jodot) Révision de la f. Clamecy : région au sud de Cosne entre Loire et Nohain BScarteGF n° 211 p. 47-56.

LETOURNEUR J

- 1953 Le grand sillon houiller du Plateau Central français BScarteGF n° 238 t. LI 236 p. 2 pl. HT.

MARLIÈRE R

- 1958 La subsidence du récif campagnien de Vigny BSGF 6 VIII p. 751-9.

MARTIN S

- 1955 Evolution comparée des rivages en Bretagne et dans l'ouest des Iles Britanniques pendant la période quaternaire Norois n° 5 p. 51-66.

MASSEPORT J

- 1955 Le sillon alpin, dépression d'érosion ou déchirure structurale ? RGAlpine XLIII p. 793-819.
 1959 Premiers résultats d'expériences de Laboratoire sur les roches RGAlpine t. XLVII p. 531-7.

MATHIEU G.

- 1953 Faciès d'émersion du Callovien du Poitou en relation avec l'anticlinal de Ligugé CRsSGF p. 76-8.

MAUBEUGE P.L.

- 1956 A propos de la limite du Bajocien moyen et du Bajocien sup. dans le bassin de Briey CRsSGF p. 150-2 et p. 237.
 1957 Y a-t-il un fossé de subsidence au Jur. sup. sous l'Argonne ? CRsSGF p. 361.

MAUGIN J.-Ph.

- 1957 Remarques sur le terme Paléocène et sur la limite Crétacé-Tertiaire CRsSGF p. 319-22.

MAZENOT G.

- 1957-8 (et A. Cailleux) Cryoturbation et loess würmiens de l'aéroport d'Orly BSGF 6 VII p. 853-60 et CRs p. 319-22.

MÉGNIEU Cl.

- 1957 Recherches d'eau dans les vallées sèches : problème typique de Sacy (Yonne) BSGF 6 VII p. 829-35.

MÉGNIEU Fse

- 1958 Contribution à l'étude stratigraphique et sédimentologique de l'Aalénien en Hte-Marne BSGF 6 VIII p. 137-48.

MEYNIER A.

- 1957 Une vallée fossile à Ouessant Norois n° 15 p. 369-71.
 1958-9 Quelques formes de relief périglaciaire en Bretagne Norois n° 20 (déc. 58) p. 373-98 : Bretagne intérieure orle et Norois n° 21 (j.-fév. 59) : Bretagne littorale (baie de St-Brieuc) p. 3-18.

MICHEL-LÉVY A.

- 1877 (et Ch. Vélain) Sur les failles du revers occid. du Morvan BSGF 1876-77 3 V mars 77 p. 350-65.
 1879 Réunion extraord. de la Soc. Géol. Fce à Semur BSGF 3 VIII) CR de la course du 23/8 : traversée EO du Morvan p. 906-9 et 2) course du 25/8 p. 937-42.

MILLOT G.

- 1949 Relations entre la constitution et la genèse des roches sédimentaires argileuses Géol. Appliquée et Prosp. Min. t. II n° 2-3-4 352 p. VII pl. Nancy Thèse Sc. Nat.
 1952 Héritage et néoformation dans la sédimentation argileuse CR 19° Congrès Géol. Intern. Alger fasc. XVIII p. 163-75.
 1957 (H. Radier et M. Bonifas) La sédimentation argileuse à attapulгите et montmorillonite BSGF 6 VII p. 425-33.

MILON Y.

- 1932 L'extension des formations sidérolithiques éocènes dans le centre de la Bretagne CRAcSc t. 194 p. 1360-1.
 1933 Application des méthodes pétrographiques à l'étude de quelques problèmes géographiques en Bretagne AGF n° 65 p. 8-13.
 1936 Quelques problèmes de morphologie armoricaine CR somm. Soc. Géol. et Minéral. Bretagne 2° année n° 2 p. 14-26.

MOREAU G.

- 1953 Le Boischaut, étude morphologique régionale AGF n° 231-2 p. 19-30.

MORELLET L. et J.

- 1935 Relations stratig. et paléontol. entre les formations lacustres et les form. marines du Bartonien du B. Paris BSGF 5 V p. 99-109.
 1948 Le Bartonien du Bassin de Paris Mém. Carte Géol. Fce 437 p. in-4° 1 carte.

MOUTERDE R

- 1949 (et J. Ricour) Age de la transgression secondaire et nouveaux gisements à plantes de la base du Lias dans le départ. de l'Indre CRsSGF p. 266-8.
 1952 Etudes sur le Lias et le Bajocien des bordures nord et NE du Massif Cl frs Thèse Sc Nat. BScarteGF n° 236 t. L. 458 p. (p. 63 à 521 du t. 50) 40 fig. 14 pl. HT 7 tabl. dt 3 HT.

NESTEROFF WD

- 1956 Le substratum organique dans les dépôts calcaires : sa signification BSGF 6 VI p. 381-90.

NICOLESCO C. P.

- 1934 Nouvelle contribution à l'étude des brèches crayeuses CRsSGF p. 145.
 1944-6 Stratigraphie, paléogéogr. et tectonique du Mésocrétacé dans l'ouest du B. Paris BScarteGF t. XLVI n° 221 p. 23-44.
 1950-1 Révision de la f. Le Mans au 1/80.000 : contrib. à l'étude de certains conglomérats, brèches et poudingues siliceux, phénomènes de silicification BScarteGF n° 232 t. XLIX p. 61-7 (camp. 50).
 -1951-2 Révision de la f. Le Mans : contrib. à l'étude pétrog. et stratig. de certains dépôts de désagrégation : argile à silex, brèches et poudingues, sables, graviers et galets de quartz granitique BScarteGF n° 237 t. L p. 69-72 du Bul.
 1953-4a Révision de la f. Le Mans : modification métasomatique de la silice sédimentaire BScarteGF n° 239 t. LI p. 33-40.
 1953-4b Révision de la f. Le Mans : Contribution à l'étude des brèches siliceuses BScarteGF n° 241 t. LII p. 67-71 du Bul. (campagne 53).
 1955-6 Révision de la f. Le Mans : sur la présence de schistes quartzifères au nord du Loir BScarteGF n° 250 A. t. LIV p. 63-7 (campagne 55).

NOUET G

- 1957 Variations dans le Bathonien et le Callovien calcaires d'Argenton sur Creuse et de la vallée de la Vienne CRsSGF p. 265-7.

PANTHIER A

- 1932a A propos des terrains superficiels du Nivernais CRsSCF p. 69-71.
1932b Les terrains résiduels dans le Nivernais CRsSGF p. 81-3.
1934 Les sables nivernais CRsSGF p. 147-8.

PATTE E

- 1941 Eocène et Quaternaire soliflués de Pontpoint (Oise) : remarques générales sur la solifluction BSGF 5 XI p. 295-321.
1941-2 Le Crétacé et le Tertiaire lacustre à La Bussière (f. Châtellerault) BScarteGF n° 211 t. XLIII p. 103-7 du Bul.
1953 L'extension du Sénonien dans la Gâtine de Parthenay et dans la vallée du Clain CRsSGF p. 53-4.
1955 Le relief du fond de la mer des faluns CRsSGF p. 215-6.
1957 Les alluvions quaternaires du Clain BSGF 6 VII p. 1107-16.

PAUMIER M

- 1925 Quelques remarques sur la géologie du canton de St-Aignan B. Sc. Nat. du L. et Ch ; XVIII p. 75-6.

PÉDELABORDE P

- 1957 Les oscillations climatiques Inf. Géogr. n° 4 p. 154-9

PÉGUY CH. P

- 1956 (et J. Corbel) Chronique arctique Norois n° II p. 343-55.
1957-58-60 ibid n° 15 p. 395-409 ; n° 19 p. 351-72 ; n° 27 p. 360-72.

PERRIN R.

- 1951 (et M. Roubault) Réflexions et discussions à la suite de récents travaux sur les feldspaths BSGF 6 I p. 105-17.

PINCHEMEL Ph.

- 1952-4 Les plaines de craie du NO du Bassin de Paris et du SE du Bassin de Londres et leurs bordures ; étude de géomorphologie Thèse Lettres Paris 1952 503 p. XVI pl. photog. HT, 3 pl. de cartes et coupes HT, 25x16 Paris A. Colin.
1956a Observations sur l'argile à silex et le Diluvium de l'Artois ; à propos d'une comm. d'A. Bonte ANN Soc. Géol. du Nord t. LXXVI p. 9-13.
1956b Carte morphologique du Bassin de Paris t. V de Mém. et Doc. publié par le Centre de Doc. Cartog. et Géog. du CNRS sous la dir. d'A. Cholley 1 carte HT au 1/400.000 : le NO du B. Parisien (au nord du Pays de Caux) p. 89-103.

PISSART A.

- 1956 L'origine périglaciaire des viviers des Htes-Fagnes Ann. de la Soc. Géol. de Belgique t. LXXIX 1955-6 p. 119 à 131 (fasc. 99 des Travaux du cercle des Géographes liégeois).
1958 Les mares de la région parisienne RGD n° 5-6 p. 73-83.

PLAISANCE G.

- 1956 Les couches aquifères perchées à éclipses 6^e Congrès intern. de la Science du Sol Paris p. 553-60.

PLANHOL X. (DE)

- 1946 La morphologie du Nivernais septentrional AGF n° 175-6 p. 2-11.
1956 Carte morphologique du B. Paris t. V de Mém. et Doc. publié par le Centre de Doc. Cartog. Géogr. du CNRS (participation à la carte au 1/400.000).

POMEROL Ch.

- 1948 (et S. Duplaix) Sur les associations de minéraux lourds des sables granitiques miocènes à l'ouest de Paris CRsSGF p. 37-9.
1951 Origine et mode de dépôt des « sables granitiques » miocènes entre Paris et la Manche BSGF 6 I p. 251-63.

1957 L'âge de la faille de la Seine CRsSGF p. 360.

POSER H.

1950 (et J. Tricart) Terrasses et phénomènes périglaciaires dans la vallée de l'Huisne en amont du Mans BSGF 5 XX p. 381-91.

POUQUET J.

1954 Altération de dolérites dans la presqu'île du Cap Vert et du plateau du Labé AGF n° 245-6 p. 173-182.

RAULIN V.

1846 Mémoire sur la constitution géologique du Sancerrois Mém. Soc. Géol. Fce 2^e série t. II 27^e partie p. 219-40 (présenté par une note au BSGF 1844-5 2 II p. 84-6.

1903 Défense du soulèvement du Sancerrois BSGF 4 III p. 309-14.

RECH-FROLLO M.

1954 Les grès à ciment originel et leurs correspondants actuels CRsSGF p. 377-80.

REFORMATSKY N.

1935 Quelques observations sur les latérites et les roches ferruginisées de l'ouest de la colonie du Niger frs BSGF 5 V p. 575-89.

REYRE D.

1943 Les faciès du Séquanien dans le nord de la Nièvre BSGF 5 XIII p. 241-59.

RIEUCAU L.

1957 Morphologie des terrasses sup et moyenne de la Garonne entre les Ptes Pyr. et le Touch RGD n° 5-6 p. 87-92.

1958 Les terrasses de la Garonne dans l'Agenais BSGF 6 VIII p. 325-38.

RIVIÈRE A.

1942 Sur les conditions physico-chimiques de la sédimentation ferrugineuse en milieu marin CRsSGF p. 200-1.

1943a Sur les formations gréseuses du sud du B. Paris CRsSGF p. 93.

1943b Sur les grès et poudingues de Nemours CRsSGF p. 135 (réponse d'A. Cailleux p. 140).

1952 Sur l'origine des roches sédimentaires Congrès géol. intern. Alger 19^e session fasc 18 p. 177-180 (résumé par A. Rivière et commenté par A. Cailleux dans RGD 4/54 p. 184.

1954 Le problème de l'origine des sédiments argileux (article annoncé au CRs 54 sous ce titre mais développé au Bulletin sous le suivant : L'origine des minéraux des sédiments marins) BSGF 6 IV p. 467-73.

ROCH E.

1956 L'origine alluviale de certaines bauxites du Bas-Languedoc CRsSGF p. 218-9 (ainsi que : terra-rossa et bauxites CRs 57 p. 144 et CRs 58 p. 315).

1957 (L. Beauvais, E. Roch, G. Sabatier) L'Eocène sup. et l'Oligocène inf. des environs d'Apt CRsSCF p. 91-2.

1958 Le Barrémien du NO et SE de la France CRsSGF p. 111-3.

ROGER J.

1955 (et R. Soyer) Le « cendrier » sparnacien de Vanves CRsSGF p. 54.

RONDEAU A.

1952 Importance et âge de la morphologie cryonivale en Basse-Provence CRsSGF p. 62.

1954 Aspect de la morphologie cryonivale dans le midi de la France BSGF 6 IV p. 225-32.

1958 Géomorphologie et géochimie (à propos d'altérations différentielles en Corse) AGF n° 271-2 p. 17-23. Voir aussi CRsSGF 58 p. 288-90.

ROUGERIE G.

1951 A propos de l'étude morphoscopique des galets équatoriaux CRsSGF p. 80-2.

- 1957 Valeur des observations qualitatives en analyses morphoscopiques AGF n° 265-6 p. 63-7.
 1959 Latéritisation et pédogénèses intertropicales Inf Géogr. n° 5 p. 199-205.

RUELLAN F.

- 1931 La décomposition et la désagrégation du granite à biotite au Japon et en Corée et les formes du modelé qui en résultent Congrès intern de Géogr. Paris sept 31 t. II fasc. I p. 670-684 7 phot. 3 pl. Icarte 2 fig.

RUTTEN M.G.

- 1956 Les calcaires bien lités et les ouragans CRsSGF p. 15-10.

SCHOELLER H.

- 1941a Les conditions de formation des molasses et du sidérolithique dans la bordure NE du B. Aquitain CRsSGF p. 32-4.
 1941b Etudes sur le sidérolithique du Lot et du Lot et G. BScarteGF n° 206 t. XLIII.

- 1956 Les limites septentrionales de l'Eocène du bassin d'Aquitaine BSGF 6 VI p. 211-9.

SLANSKY M.

- 1958 Le bassin sédimentaire côtier du Dahomey-Togo BSGF 6 VI p. 555-80.

SOCIÉTÉS SAVANTES DE PARIS ET DES DÉPART.

- 1958 CR du Congrès des... Section des Sciences ; sous-section de Géol. : Colloque sur le Miocène Aix-Marseille Paris Gauthier-Villars 421 p. 25×16.

- 1959 *ibid* : Colloque sur le Crétacé sup. français. Dijon. 913 p.

STCHEPINSKY V.

- 1954 Le Crétacé inf. de l'est du B. Paris d'après les données nouvelles BSGF 6 IV p. 597-608.

- 1956 Sondage de Villiers en Lieu (Hte Marne) CRsSGF p. 215-6.

- 1957 Les nappes aquifères du Crétacé inf. de l'est du B. Paris CRsSGF p. 246-7.

SOYER R.

- 1943 Recherches sur l'extension du Montien dans le B. Paris BScarteGF t. XLIV n° 213 p. 321-427.

TERS M.

- 1951 Sols polygonaux de l'île de Ré BSGF 6 I p. 649-52.

- 1952 (et P. Butel) Géologie de l'île de Ré BScarteGF n° 234 t. XLIX p. I-38 du Bull.

- 1953a Existence d'un désert froid au Quaternaire ancien dans la région littorale vendéenne BSGF 6-III p. 355-68.

- 1953b Action morphologique des phénomènes périglaciaires dans la région littorale vendéenne AGF n° 232-3 p. 78-87.

- 1953c Le niveau marin de 8 m. le long de la côte vendéenne CRACSc t. 237 p. 196-8.

- 1955 La terrasse fluvio-périglaciaire de la Vie AGF n° 249-50 p. 62-74.

- 1958 Permanence et ancienneté des grandes lignes du réseau hydrog. et du relief en Vendée côtières occ. AG n° 359 LXVII p. I-12.

- 1959-61 La Vendée littorale, étude de géomorphologie Thèse Lettres Rennes 1959 XIX-578 p. 27×21 50 fig. 13 pl. HT 66 photog.

TREVISAN L.

- 1949 Genèse des terrasses fluviales en relation avec les cycles climatiques Congrès Intern. de Géogr. Lisbonne t. II p. 511-528.

TRICART J.

- 1946 (et A. Cailleux) Présence de matériel détritique marin dans l'Eocène du SE du B. Paris CRsSGF p. 112-14.

- 1947a Premiers résultats d'une étude synchronique des terrasses du bassin de la Seine CRsSGF p. 68-71.

- 1947b Méthode d'étude des terrasses BSGF 5 XVII p. 559-75.

- 1948-9 La partie orientale du Bassin de Paris, étude morphologique
Thèse Lettres Paris 1948 t. I La genèse du Bassin 212 p. 8 photog.
30 fig. 25x16 Paris SEDES 49.
- 1948-52 ibid t. II L'évolution morphologique au Quaternaire (texte mis
à jour à la date de l'édition) p. 215-474 15 photog. 60 fig. 1pl HT.
- 1949a (et A. Cailleux) La surface infra-tertiaire dans le B. Paris Congrès
Géogr. Intern. Lisbonne t. II p. 651-8.
- 1949b Premiers résultats d'une étude des phénomènes périglaciaires
dans les alluvions quat. de Basse Alsace CRsSGF p. 224-7.
- 1950a Le modelé périglaciaire Cours de géomorphologie CDU 272p.
27x21 ronéot.
- 1950b Dépôts würmiens et post-würmiens du cône alluvial de la Bruche
près de Strasbourg CRsSGF p. 138-9.
- 1950c (et H. Poser) Terrasses et phén. périgl. dans la vallée de l'Huisne
en amont du Mans BSGF 5 XX p. 381-91.
- 1951a Sol fossile interglaciaire à Scherwiller près Sélestat CRsSGF
p. 42.
- 1951b CR de H. Poser et J. Hövermann : Les glaciations du Harz RGD
n° 5 p. 225-7.
- 1951c Formations quaternaires et évolution morphologique de la
moyenne vallée de l'Yonne et de la basse vallée de la Cure BSGF 6
I p. 497-510.
- 1952a LIGUS : problèmes géomorphologiques corses RGD n° 4 p. 157-198.
- 1952b La géomorphologie et la notion d'échelle RGD n° 5 p. 213-18.
- 1953a (et A. Cailleux) Le modelé glaciaire et nival Cours CDU 408 p.
144 fig. 27x21 ronéot.
- 1953b Les types de bordure des massifs anciens Cours CDU (2° éd.)
124 p. ronéot 27x21 (avec Travaux Pratiques).
- 1954 Premiers résultats d'expériences de solifluction périglaciaire
CRAcSc t. 238 p. 259-61.
- 1955a CR de H. Poser (sous la direction de...) 7 études sur l'Allemagne
moyenne et les Alpes bavaro-autrichiennes RGD n° 1 p. 34-40.
- 1955b CR de la thèse d'A.T. Guerra : « Estudo geografico do Territorio
do Amapa » 366 p. Rio de Janeiro 1954 RGD n° 2 p. 81-4.
- 1955c (et G. Lemée) Alluvions et tourbe pré-würmiennes à Gries (Bas-
Rhin) BSGF 6 V p. 257-65.
- 1956a Carte morphol. du B. Paris t. V de Mém. et Doc. publié par le
Centre de Doc. Cartog. et Géogr. du CNRS 1 carte HT au 1/400.000 :
La partie orientale p. 39-58.
- 1956b Carte des phén. périglaciaires en France Mém. Carte Géol. de
Fce 40 p. 3 cartes HT.
- 1956c CR de « Tropical soils, a critical study of soil genesis as related
to climate, rock and vegetation » par E. Mohr et F. van Baren
498 p. La Haye 1954 RGD n° 7-8 p. 116-17.
- 1956d CR de « Emiliani C : Pleistocène temperatures » Journal of
Geol 1955 p. 538-78 RGD n° 7-8 p. 119-20.
- 1957a A propos d'une note d'Y. Guillien AGF n° 269-70 p. 76-80.
- 1957b Etude de quelques cailloutis fluviaux actuels des Pyrénées or. et
du Massif Central BSGF 6 VII p. 1189-1203.
- 1958a Ligus Méthode améliorée pour l'étude des sables RGD n° 3-4
p. 43-54.
- 1958b Les variations quatern. du niveau marin Inf. Géog. n° 3 p. 100-4.
- 1958c CR de Gross-Richter-Vries : 4 études de Chronologie absolue du
Quaternaire RGD n° 11-12 p. 183-4.
- 1959a Géomorphologie dynamique de la moyenne vallée du Niger AG
n° 368 LXVIII p. 333-43.
- 1959b (et A. Cailleux) Initiation à l'étude des sables et des galets (voir
A.C.).

VACHER A.

- 1908 Le Berry ; contribution à l'étude d'une région française 25x16
548 p. 20 pl. Paris A. Colin.

VALENSI L.

1953 Sur une meulière sphérolithique du calcaire lacustre du Berry
BSGF 6 III p. 841-45.

1954 Sur les silex oolithiques de la Celle-sous-Bruère CRsSGF p. 80.

VAN DEN BROECK

1881 Mémoire sur les phénomènes d'altération des dépôts superficiels
par l'infiltration des eaux météoriques Bruxelles in4 180 p. Ipl.

VATAN A.

1934 Etude pétrographique des sables du Mt Givre (Nièvre) CRsSGF
p. 115-7 (réponse d'A. Panthier CRs 34 p. 147).

1935a Résumé d'observations sur les conditions de dépôt et la lithologie
des terrains sidérolithiques du Berry CRsSGF p. 64.

1935b Sur la présence d'éléments volcaniques tertiaires dans les sables
du Mont Givre CRsSGF p. 187-8.

1936 Remaniements sous-lacustres dans les calcaires éocènes du Berry
CRsSGF p. 43.

1937 Sur la présence de sables éoliens sur la bordure SE de la Sologne
CRsSGF p. 179-80.

1938 Sur les formations continentales sidérolithiques semblant provenir
de matériel marin dans le B. Paris mérid. CRsSGF p. 290-2 (7 nov).

1939a Les brèches dans les terrains tertiaires du Centre de la France
CRsSGF p. 54-6.

1939b Les structures Oolithiques et pisolithiques dans les terrains ter-
tiaires continentaux du Centre de la Fce CRsSGF p. 89-91.

1946 Remarques sur l'importance des remaniements CRsSGF p. 204-6.

1947a Remarques sur la silicification CRsSGF p. 99-101.

1947b La sédimentation continentale tertiaire dans le Bassin de Paris
méridional Toulouse 215 p. 30 fig. 7 pl. 25×16 Thèse SC Nat.

1949a (et A. journaux) Premiers résultats d'une étude pétrographique des
matériaux des plaines de la Saône CRsSGF p. 90-1.

1949b La sédimentation détritique dans la zone subalpine et le Jura
méridional au Crétacé et au Tertiaire CRsSGF p. 102-4.

VAYSSE A.

1954 (et L. Feugueur) sur l'âge des faciès continentaux de l'Eocène inf.
aux environs de Sézanne BSGF 6 IV p. 475-84.

VÉLAIN CH.

1879 Réunion extraordinaire de la Soc. Géol. de Fce à Semur 17-25/8
BSGF 3 VII.

1) Exposé fait à Semur sur la stratigraphie et les failles des ter-
rains enveloppant le Morvan p. 766-81

2) Descente de Lormes à Corbigny p. 909-14

3) Les environs de Corbigny p. 920-8.

VEYRET P.

1960 Le problème de l'inversion de relief en Chartreuse (et dans les
Préalpes du Nord) RGAlpine t. XLVIII n° 2 p. 227-266.

VIRET J.

1934 Observations et réflexions sur les phénomènes karstiques en Lima-
gne bourbonnaise BSGF 5 IV p. 449-456.

1937 Y a-t-il une lacune dans le Stampien du B. Paris ? CRsSGF
p. 199-201.

VISSE L.

1954a La sédimentation argileuse dans les dépôts marins tertiaires de
l'ouest sénégalais CRsSGF p. 59-61.

1954b Présence de palygorskite dans les sédiments marins de la Lama
(Dahomey) CRsSGF p. 59-61.

WOLKOWITSCH M.

1958 Forêt de Châteauroux et forêt de la Leuf, essai de biogéographie
(thèse complémentaire) Norois n° 19 bis 120 p. 27 fig. IV pl.

WOODTLI R.

1955 Kaolinisation d'un calcaire à Collenia CRsSGF p. 66-7

YVARD J.-C.

1958 Les alluvions fines du cours inf. de l'Indre Norois n° 20 p. 399-412.

1959a La moyenne terrasse de l'Indre inf. DES Sc. Nat. Paris 23 p. 27x21 ronéot. (publié avec le concours du Labor. SPCN de l'Un. Paris).

1959b Le falun décalcifié de Touraine (communication faite à Tours au Congrès des Soc. Sav. du centre-ouest av. 59).

ZVEREFF R.

1950 Observations sur les concrétions siliceuses associées avec les blocs et bancs de grès au milieu des sables cénomaniens de Parigné-l'Evêque (Sarthe) CRsSGF p. 140.

1952 Observations relatives à la note de MM. Poser et Tricart « Terrasses... de la vallée de l'Huisne » CRsSGF p. 58.

TABLE DES FIGURES

PREMIÈRE PARTIE

FIGURES

PAGES

1. Le Bassin de Paris méridional : croquis d'ensemble	6
2. Les plateaux crétacés autour de Valençay : croquis de localisation	16
3-4. L'Orléanais à l'Oligocène	19
5. L'îlot crétacé de la Grande Brosse	23
6-6 bis. Le rivage du lac aquitainien à l'ouest de Selles	24
7. Coupe SN par Valençay et Chabris	28
8. Coupe OE par Chabris	28
9. La région de Varennes-sur-Fouzon	31
10. La molasse de Varennes et le Crétacé d'Anjouin (granulométries comparées)	31
11. Coupe SN de la Champagne au Cher par l'anticlinal de Graçay	35
12. Coupe OE selon l'axe de l'anticlinal de Graçay	35
13. L'inversion tectonique de Graçay (schéma)	45
14. Flexure continentale et variations de faciès du Crétacé (schéma)	62
15. La formation à galets de Touraine orientale et l'axe de Montrichard	67
16. Tectonique pré-aquitainienne	71
17. Les déformations de la surface aquitainienne (les plateaux crétacés du Cher) : carte en courbes	72
18. Coupe SN par Graçay	74
19. Les « plaines de sables granitiques » et le Sancerrois : croquis de localisation	77
20. Coupe d'Ingré (d'après G. Denizot, 1927, p. 323)	80
21. « Sable du Blésois » (granulométrie)	81
22. Le tréfonds de la Sologne	83
23. Carrière de Rez (Lamotte-Beuvron)	87
24-24 bis. Granulométrie des formations superficielles autour de Lamotte	88
25 a-b-c-d. Les glaciaires de la Petite Sauldre	94
26. Le bassin lacustre éocène de Mehun : flanc ouest vers Méreau	101
27. <i>Ibid</i> : vers Reuilly	104
28. Relations entre la cuesta d'Allogny et le bassin de Mehun	105
29. La cuesta fossile de Saint-Laurent et la faille du Barangeon	111
30. La cuesta fossile de Vierzon	112
31. Croulas et la faille du Barangeon	113
32. Les déformations de la surface aquitainienne (le Sancerrois) : carte en courbes	116
33. Le bassin falunien de Contres : croquis de localisation	124
34. Le falun à Sambin	124
35. Le falun à la Grande Brosse	124
36. Le falun à Soings	124
37. La flexure de Montrichard	124

DEUXIÈME PARTIE

38. Le revers du Sancerrois et ses relations avec le lac de Beauce	137
39. Relations entre les buttes de Gron et la « boutonnière » de Nérondes	156
40. L'anticlinal sancerrois et le piédestal de Montigny	158
41. Le piédestal vers Quantilly (coupe)	158
42. Le piédestal des « Anes » (coupe)	158
43. à 48. Série de coupes à travers la côte sancerroise	164-5
49. Les éperons du Sancerrois central (carte)	167
50. a-b-c-d. Les glacis de la Grande Sauldre	183
51. Le bassin du Loing : croquis de localisation	199
52. Relations entre diverses formations détritiques dans le bassin du Loing	200
53. Le bloc basculé de la Puisaye	225
54. Le bloc anticlinal de Taingy	226
55. La Puisaye occidentale (coupe NS)	229
56. Relations entre la Puisaye centrale et le bloc de Taingy	233
57. La montagne des Alouettes	235
58. La Puisaye centrale (coupe Thury-Sougères)	236
59. La Puisaye (carte)	238
60. Les déformations de la surface aquitanienne (La Puisaye) : carte en courbes	239
61. Trames tectoniques le long de la côte crétacée	242

TROISIÈME PARTIE

62. Le Nivernais septentrional (carte)	262
63. Les déformations de la surface aquitanienne (le Nivernais septentrional) : carte en courbes	263
64. La faille de Menou (coupe)	265
65. à 70. Le bassin du Beuvron et la faille de Cuncy (série de coupes)	272
71-71 bis. La faille du Mont Vigne	280
72. La vallée de l'Yonne à l'amont de Clamecy (coupe)	280
73-73 bis. La faille de Lormes (coupes)	286
74. a-b-c. Le bassin de Corbigny	286
75. La Chapelle près Corbigny (croquis)	286
76. Le Nivernais méridional (carte)	294
77. Les déformations de la surface aquitanienne (le Nivernais méridional) : carte en courbes	295
78. à 82. Le massif de Saint-Saulge (série de coupes)	300
83-5. a-b-c. Le sud du Nivernais : Grond et La Machine (série de coupes)	303
86. L'inversion tectonique des Bois d'Azy	310
87. Saint-Honoré et le Mont Genièvre (coupe)	312
88. Les buttes de Tamnay (coupe)	315
89. Les déformations de la surface aquitanienne (la Champagne et ses marges occidentales) : carte en courbes	324
90. L'accident de Crézançay-sur-Cher	326
91. a-b-c. Phénomènes de cryoturbation en Champagne (détails).	328
92. Le Berry méridional : croquis de localisation	339
93. L'origine tectonique de la côte de Saint-Amand (coupe)	340
94. a-b. Structure de quelques « buttons » brennoux	351
95. a-b. La cuesta fossile (écène) de Bossay (coupe et croquis)	354
96. Reliefs fossiles en Petite Brenne	354
97. La cuesta fossile (miocène) de Chavin et la flexure bordière (coupe)	369

98. D'Aigurande à la Champagne de Châteauroux (coupe)	370
99 <i>a-b</i> . Les processus de l'aplanissement (schémas) :	
<i>a</i>) Le Nivernais à l'Aquitanien,	
<i>b</i>) Le polygénisme de la surface aquitanienne	377

QUATRIÈME PARTIE

100. Contraste Berry-Nivernais (coupe par le Mont Givre)	384
101. Le sable ligérien du Mont Givre (schéma)	387
102 <i>a-b</i> . Les éperons du Sancerrois oriental (carte et coupe)....	390
103. à 106. Interprétation des collines de Sancerre (coupes)	394
107. Les déformations de la surface aquitanienne (Sancerre) : cartes en courbes	396
108. Les replats de Bué (coupe)	398
109. Le vallon faillé de La Perrière	401
110. La faille de Saint-Andelain	402
111. Le « Val de Loire » et ses annexes (carte des terrasses de la Loire en Sologne)	406
112. Le couloir d'amenée des sables de Sologne (coupe)	410
113. Modelé quaternaire de la Sauldre solognote (carte)	414
114 <i>a-b</i> . Les terrasses de Brinon-sur-Sauldre (coupes-schémas) ..	415
115 <i>a-b-c</i> . Les glacis-pédiments quaternaires de la Sauldre (étude granulométrique)	417
116 <i>a-b</i> . Relations entre les diverses nappes alluviales vers La Ferté-Saint-Aubin et Sully-sur-Loire (coupes-schémas)	424
117. Les terrasses angevines : croquis de localisation	428
118 <i>a-b-c</i> . La gouttière würmienne de la Loire inférieure et moyenne (schémas)	445

TABLE DES MATIERES

INTRODUCTION	7
PREMIÈRE PARTIE	
LA PERCÉE DU CHER A.B.	
PROBLÈMES GÉNÉRAUX	13
A LES PLATEAUX CRETACES	17
A1 L'ORLÉANAIS A L'OLIGOCÈNE SUPÉRIEUR	17
A2 LE RIVAGE DU LAC AQUITANIEN DANS LE BLESOIS	22
A 21 <i>Progression lacustre et tectonique près de Blois</i>	22
A 22 <i>Le talus crétacé</i>	24
A3 LA SURFACE D'APLANISSEMENT FINI-AQUITANIENNE AU SUD DE SELLES	27
A 31 <i>A l'embouchure du fleuve oligocène</i>	27
A 32 <i>La molasse de Varennes</i>	30
A4 AMPLEUR DE LA SURFACE AQUITANIENNE	34
A 41 <i>Surfaces d'aplanissement dans les bassins du Nahon et du Fouzon</i>	34
A 42 <i>Le polygénisme de la surface aquitaniennne</i>	38
A 43 <i>Paléogéographie aquitaniennne</i>	42
A5 LES ANTÉCÉDENTS DE L'ANTICLINAL DE GRAÇAY	45
A 51 <i>L'inversion tectonique de Graçay</i>	45
A 52 <i>La formation à galets de Touraine</i>	47
A 53 <i>L'argile à silex du Bassin de Paris méridional</i>	52
A 531 <i>Celle dont on parle souvent</i>	52
A 532 <i>L'« argile siliceuse à cherts » du Berry septentrional</i>	56
A 533 <i>Genèse de l'argile à silex et tectonique finicrétacée</i>	60
A 54 <i>L'axe de Montrichard</i>	66
A6 IMPORTANCE MORPHOLOGIQUE DE LA SURFACE AQUITANIENNE	70
B LES PLAINES DE SABLES GRANITIQUES	76
B1 LE PROBLÈME DES SABLES GRANITIQUES MIOCÈNE DANS LA RÉGION DE VIERZON	76
B2 LA FORMATION DE LA SOLOGNE	79
B 21 <i>Les débuts du comblement</i>	79
B 211 <i>La surface aquitaniennne dans le Blésois et vers Tours</i>	79
B 212 <i>Les sables de Chitenay et Ingré</i>	79
B 213 <i>Le tréfonds de la Sologne</i>	82
B 22 <i>Plaines et glacis solognots</i>	85
B 221 <i>Le sable de Sologne</i>	85

B 222 Les silex de la Sologne centrale	87
B 223 Les glacis de la Petite Sauldre	93
B3 LE BASSIN DE VIERZON-MEHUN	99
<i>B.31 Lacustre éocène et sidérolithique</i>	99
<i>B 32 La cuesta d'Allogny</i>	103
<i>B 33 Problèmes du Barangeon</i>	109
B 331 Etat de la question	109
B 332 La première cuesta crétacée	111
B 333 La nouvelle cuesta	113
B4 LA CRISE DU MIOCÈNE MOYEN	115
B5 L'INGRESSION FALUNIENNE	120
<i>B 51 L'individualisation du bassin ligérien</i>	120
<i>B 52 Formes miocènes fossiles</i>	123
<i>B 53 La naissance du Cher</i>	127
<i>B 54 Conclusion</i>	131

DEUXIÈME PARTIE

SANCERROIS ET PUISAYE C.

C1 L'ORIGINALITÉ DU RELIEF	133
C2 LE REVERS DU SANCERROIS ENTRE LES DEUX SAULDRÉ	135
<i>C 21 Présence de la surface aquitanienne dans le Sancerrois</i>	135
<i>C 22 Inexistence d'une surface structurale sur le revers de la côte sancerroise</i>	139
<i>C 23 Morphologie oligocène autour de Gien</i>	142
C3 LE PROBLÈME SANCERROIS	144
<i>C 31 Plateaux d'entre Yèvre et Arnon</i>	144
<i>C 32 L'hypothèse tectonique</i>	146
<i>C 33 L'hypothèse de la fossilisation d'une côte éocène</i>	147
<i>C 34 Les buttes de Gron</i>	149
C 341 Une énigme morphologique	149
C 342 Origine crétacée du matériel	150
C 343 De l'émoussé des silex	152
C 344 Crétacé remanié ou en place ?	153
C 345 Le remaniement aquitanien	155
<i>C 35 Les déformations de la surface aquitanienne à l'ouest d'Humbligny</i>	157
C 351 « Défense du soulèvement du Sancerrois »	157
C 352 L'anticlinal sancerrois	159
C 353 La cuvette de Bourges	161
C4 LE RELIEF DU SANCERROIS CENTRAL ET DE LA CHAMPAGNE DE BOURGES : ESSAI D'INTERPRÉTATION	163
<i>C 41 La « cuesta sancerroise »</i>	163
C 411 L'éperon crétacé d'Humbligny	163
C 412 Le piédestal jurassique	166
C 413 Morphologie « périglaciaire » devant Montigny et les Anes	169
<i>C 42 La Champagne de Bourges</i>	173
C 421 Le dégagement de la plate-forme	173
C 422 La plate-forme des Aix	175
C 423 Conclusions	179
<i>C 43 Le bassin supérieur de la Grande Sauldre</i>	181

C5 LE BASSIN DU LOING	187
C 51 <i>L'interprétation des auteurs de la carte</i>	189
C 52 <i>La formation à galets du Loing</i>	193
C 53 <i>La région de Châtillon-Coligny</i>	199
C 54 <i>Les environs de Nemours</i>	206
C 55 <i>De la Région Parisienne à la Puisaye</i>	212
C 551 <i>Faiblesse de l'activité morphologique pendant la première moitié du Tertiaire</i>	212
C 552 <i>Extension dans l'espace et dans le temps de la « plaine meulériisée » parisienne</i>	217
C6 LES COLLINES DE LA PUISAYE	223
C 61 <i>La surface aquitanienne en Puisaye et en Gâtinais</i>	223
C 62 <i>L'origine tectonique des reliefs de la Puisaye</i>	228
C 63 <i>Le modelé des collines et de la plate-forme calcaire de Puisaye</i>	244
C 631 <i>De la « côte » à la Nohain</i>	244
C 632 <i>La partie orientale de la Puisaye calcaire</i>	250

TROISIÈME PARTIE

LE CONTACT DES SOCLES D.

D1 LE NIVERNAIS SEPTENTRIONAL	259
D 11 <i>Le cas Nivernais</i>	259
D 12 <i>La faille-test de Menou</i>	264
D 13 <i>Clamecy et le bassin du Beuvron</i>	271
D 14 <i>La région de Corbigny</i>	278
D 141 <i>Un type de contact nuancé</i>	278
D 142 <i>Au nord du Mont-Vigne</i>	281
D 143 <i>Le contact au sud du Mont-Vigne</i>	287
D2 LE NIVERNAIS MÉRIDIONAL	296
D 21 <i>Le massif de St Saulge et ses enveloppes</i>	296
D 211 <i>Les hauteurs forestières du Nivernais central</i>	296
D 212 <i>Un nouveau rivage lacustre aquitainien</i>	302
D 213 <i>Le dégagement des formes</i>	307
D 22 <i>Le Bazois méridional et l'appel de la cuvette bourbonnaise</i>	311
D3 DE LA BOURGOGNE AU BASSIN DE PARIS MÉRIDIONAL	316
D4 LA CHAMPAGNE BERRICHONNE	323
D 41 <i>Plate-forme jurassique et cuesta crétacée de Levroux-Pellevoisin</i>	325
D 42 <i>La ciselure « périglaciaire »</i>	330
D 43 <i>Le rajeunissement des sols</i>	336
D5 LES MARGES BOCAGÈRES DE LA CHAMPAGNE BERRICHONNE	339
D 51 <i>Le relief des environs de St-Amand</i>	340
D 52 <i>La Brenne et les confins tourangeaux et poitevins du Berry</i>	344
D 521 <i>Paysages et problèmes</i>	344
D 522 <i>La mise en place des dépôts</i>	345
D 523 <i>L'édification des « buttons »</i>	350
D 524 <i>Les cuestas fossiles et la notion de cycle sédimentaire continental</i>	354
D 525 <i>De la silicification</i>	364
D 526 <i>La genèse du relief actuel</i>	369
D6 REMARQUES SUR LE PHÉNOMÈNE D'APLANISSEMENT DANS LE BASSIN DE PARIS MÉRIDIONAL	374

QUATRIÈME PARTIE

LE COULOIR LIGÉRIEN ET SES ANNEXES

E1 LA SECTION MÉRIDIENTINE DU COULOIR	383
<i>E 11 La Loire nivernaise</i>	383
<i>E 12 Les collines de Sancerre</i>	389
<i>E 13 Les origines du fleuve</i>	403
E2 LE FAÇONNEMENT DES VALLÉES	412
<i>E 21 Les nappes alluviales de la Sauldre</i>	414
<i>E 22 Les terrasses de la Loire en Sologne</i>	420
<i>E 23 Les terrasses angevines</i>	428
<i>E 24 Le système des terrasses ligériennes dans le Bassin de Paris</i>	433
<i>E 25 Remarques sur le problème des terrasses fluviales et la chronologie du Quaternaire</i>	441
CONCLUSIONS	451
BIBLIOGRAPHIE	463
TABLE DES FIGURES	487
TABLE DES MATIÈRES	491

IMPRIMERIES RÉUNIES
22, rue de Nemours, 22
— RENNES —

